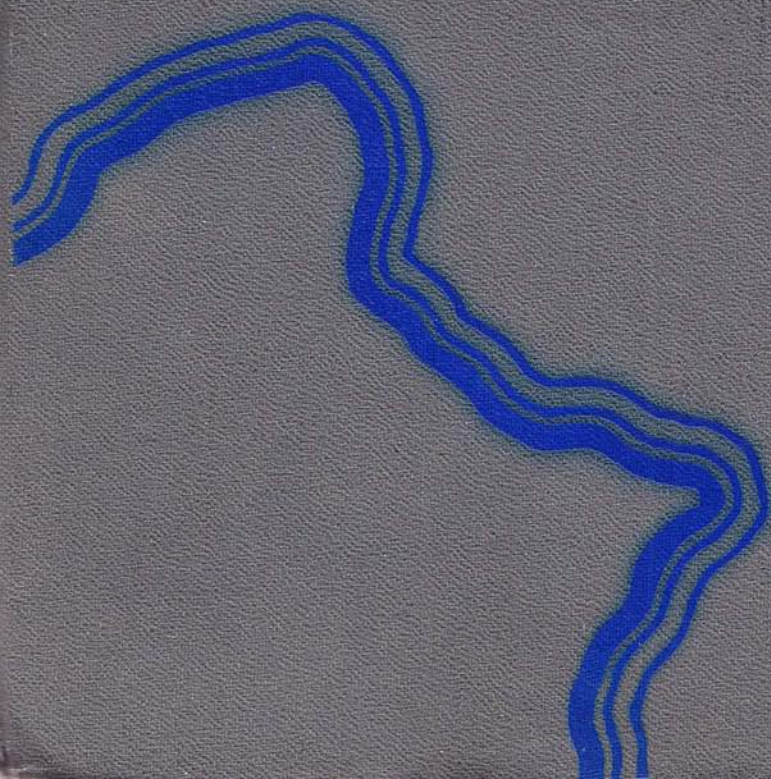


Л. К. Коучмен
К. Огорд
Р. Б. Трипп

БЕРИНГОВ ПРОЛИВ



Л. К. Коучмен
К. Огорд
Р. Б. Трипп

25.0
V 729

БЕРИНГОВ ПРОЛИВ

региональная физическая океанография

Перевод с английского А. Я. Миневич

Под редакцией
канд. геогр. наук Е. Г. Никифорова

4030456

Магаданская
областная библиотека
им. А.С.Пушкина



Абонемент

ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1979

BERING STRAIT

The Regional Physical Oceanography

L. K. COACHMAN, K. AAGAARD, R. B. TRIPP

University of Washington Press

Seattle and London, 1975

В книге обобщены и систематизированы результаты океанографического изучения Берингова пролива. Дается подробный анализ водных масс и течений Берингова пролива, их численные оценки. Приводятся и анализируются океанографические данные соседних с проливом районов, наиболее полно даются гидрологические характеристики всего Чукотского моря и северной части Берингова. Дан физический анализ основных океанологических процессов, развивающихся в этом районе.

Предназначена для океанологов, гидрометеорологов, географов.

832050

K 20806-085 — 37-79 1903030100
069(02)-79

Copyright © 1975 by the University
of Washington Press

© Перевод на русский язык.
Гидрометеониздат, 1979 г.

ISBN-5-12894

ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ

Монографии на темы физической (региональной) океанографии в последние годы появляются довольно редко. Причин этому, пожалуй, две. Первая из них — необходимость кропотливого и далеко не всегда благодарного труда над достаточно большим по объему материалом наблюдений, разбросанным к тому же иногда по многим сотням источников. Вторая — трудность открытия новых фактов и вскрытия новых физических закономерностей такого масштаба, которые могли бы внести нечто новое в знание природы в общем довольно изученных районов Мирового океана, и в то же время послужить объединяющим началом, стержнем, не отдельной статьи, хотя бы и очень содержательной, но все же, так сказать, моноплановой, а достаточно большого по объему и многопланового научного труда.

Иными словами, требование новизны останавливает многих океанологов от написания региональных исследований монографического плана именно потому, что «копание» в данных наблюдений и их трудоемкая переработка и переосмысление отнюдь не гарантируют конечного успеха в указанном выше смысле.

Вместе с тем монографические труды по региональной океанографии имеют очень важное значение во многих отношениях. Во-первых, в них подводятся итоги наших фактических знаний о природе тех или иных районов Мирового океана (изученность, фактология). Во-вторых, в них подводятся итоги наших знаний о закономерностях развития процессов на этих акваториях (теория режима), а стало быть, и выясняется то, чего мы еще не знаем, но что требует изучения как в натуральных условиях, так и в теоретическом плане (нерешенные проблемы). И, наконец, такого рода монографии экономят большое количество времени и усилий при первоначальном ознакомлении с режимом и закономерностями его формирования в отдельных районах Мирового океана, а также служат источником обобщенных сведений о фактической стороне процессов, важных при разного рода теоретических исследованиях — от стадии возникновения идеи исследования и до стадии качественной и количественной проверки результатов.

В силу сказанного выше появление монографии по Берингову проливу и соединяемым им морям — Чукотскому и северной части Берингова (океанология которых, кстати сказать, довольно слабо освещена в мировой научной литературе) — представляется важным событием. Написанная известными в СССР американскими океанологами — Лоуренсом К. Коучменом и Кнудом Огордом, а также Р. Триппом, она уже встретила благоприятный прием у рецензентов.*

* Баскаков Г. А., Шпайхер А. О. «Региональная океанография Берингова пролива». — Океанология, 1977, т. 17, вып. 5, с. 934—936.

На мой взгляд, ценность предлагаемой читателям монографии заключается прежде всего в том, что ее авторам удалось отступить от привычной манеры изложения материала в такого рода исследованиях и подчинить его, явно или не явно, в основной своей части одной идее — на основе детально проработанной фактологии, имевшейся в распоряжении авторов, дать **физический** анализ основных океанологических процессов, развивающихся в этом районе Мирового океана. Такой анализ выполнен в предпоследней, пятой, главе монографии под скромным названием «Количественное обсуждение». Между тем не трудно видеть, что как подбор материала наблюдений, так и направленность его анализа на первоначальных этапах были в значительной мере подчинены в конечном счете именно этой идее. Более того, как отбор материалов наблюдений, так и построение самих экспедиционных работ также пронизаны ею. И в этом отношении все это в целом представляет еще один неплохой пример того, как стоит строить экспедиционные исследования общережимного плана.

Конечно, далеко не все изложенные в монографии данные одинаково ложатся в приведенную схему (приливы, временная изменчивость, мезомасштабные структуры и др.). Однако и это несет определенную смысловую нагрузку: у читателя возникает вопрос, как эти явления и процессы связаны с макромасштабными процессами и как все они взаимодействуют друг с другом.

Таким образом, монография во многих отношениях будет полезна советским океанологам, занимающимся исследованиями, как теоретическими, так и прикладными, в этой части Мирового океана.

Нужно сказать, тем не менее, что некоторые концепции авторов уже обсуждались ранее в советской океанологической литературе и в этом отношении не являются неожиданными или просто новыми. Это относится прежде всего к природе постоянного течения в Беринговом проливе и причинам колебаний его интенсивности. Этот и другие вопросы, нуждавшиеся в такого рода комментариях, отмечены в сносках, содержащих также ссылки на необходимую литературу.

Из сказанного можно заключить, что авторы монографии знакомы с советской научной периодикой только выборочно, располагая лишь отдельными, достаточно случайно выбранными переводами ее на английский язык (см. список литературы в конце монографии).

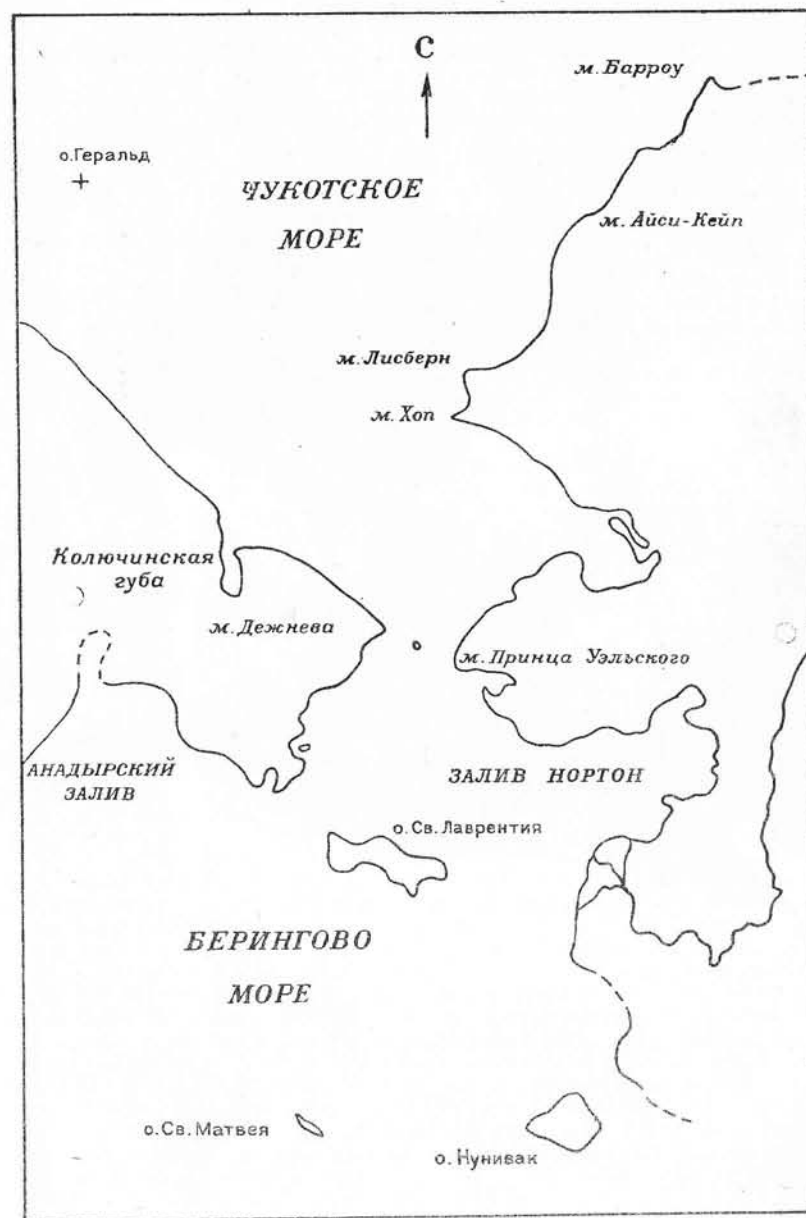
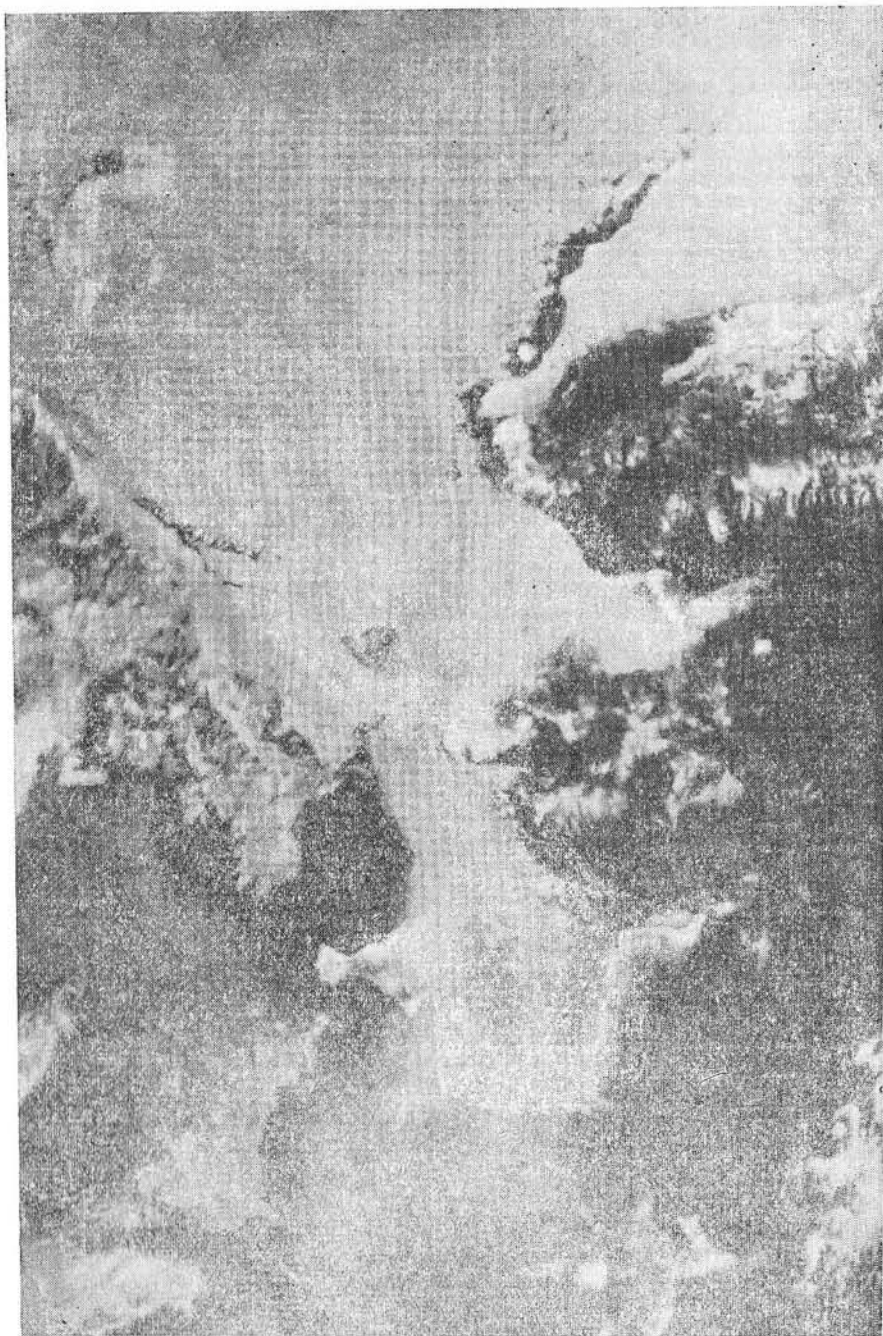
Наконец, при редактировании перевода монографии в некоторых случаях пришлось изменить географическую номенклатуру авторов, придерживаясь той, которая принята в «Атласе мира».

В заключение, мне кажется, можно выразить надежду, что перевод монографии наших американских коллег Л. К. Коучмена, К. Огорда и Р. Триппа будет встречен специалистами с интересом и окажется им полезным.

Е. Никифоров

Книга посвящается

*КЛИФФОРДУ АДРИАНУ БАРНЕСУ,
Человеку и Ученому, чья доброта
и высокое профессиональное мастерство
всегда будут служить нам превосходным
примером*





На странице 6 — снимок Берингова пролива, сделанный 22 мая 1974 г. инфракрасной аппаратурой, установленной на спутнике НОАА-3. Облачность была совсем небольшой и не закрывала района пролива в этот необычно ясный день. Видны только тонкие облака на востоке и юге от о. Св. Лаврентия и над Анадырским заливом и более мощные облачные образования в районе о. Геральд.

На этом снимке можно очень легко отличить гладкий ненарушенный участок ледяного покрова (припай?) от зоны битого льда, происхождение которой в некоторой степени обусловлено интенсивными потоками вод. В этот день течение имело северное направление из Берингова пролива, оно огибало отмель у м. Принца Уэльского, а затем поворачивало на восток, в направлении зал. Коцебу. Затем течение опять поворачивало на север, оно очень близко подходило к берегу вблизи Кивалины (к юго-востоку от м. Хоп). Интересно отметить участки ровного льда вдоль северного побережья о. Св. Лаврентия.

Инфракрасные фотографии можно использовать для изучения изменений температуры поверхности. Фотоснимки имеют вид диаграммы, где степень плотности штриховки определяет термическое состояние: белый цвет соответствует наименьшей температуре, черный — самой высокой. Участки, свободные ото льда, как, например, зал. Нортон, большой участок, вытянутый на север от прол. Чирикова, еще один участок к югу от о. Св. Лаврентия и третий, протянувшийся к северо-востоку от м. Лисберн вдоль припая, на этих фотографиях тоже получаются темными, что позволяет установить связь между районами накопления или адвекции тепла и центрами разрушения льда. Обратите внимание на аркообразный участок битых льдов, уходящий далеко на север от Берингова пролива.

Местные ветры гонят ледяные поля, заставляя их двигаться в противоположную течению сторону, — этим, по-видимому, можно объяснить полосу битых льдов между Беринговым проливом и северным берегом о. Св. Лаврентия. Преобладающими ветрами можно также объяснить полосу льда, вытянутую на юго-запад от о. Св. Лаврентия. Этот участок известен как так называемый центр холода на шельфе Берингова моря — участок со слабыми течениями. Поэтому не исключена возможность, что эта полоса льда осталась с предыдущей зимы.

Второй снимок — это изображение в инфракрасных лучах Берингова пролива за 22 октября 1974 г., сделанное спутником НОАА-3. Различная интенсивность штриховки передает диапазон изменения температуры от $-7,8^{\circ}\text{C}$ (белый цвет) до $6,1^{\circ}\text{C}$ (черный).

Тяжелые облака закрывали южную и северную части района; одна граница облачности проходила на юго-востоке через центр зал. Нортон и восточную часть о. Св. Лаврентия, а вторая — от м. Лисберн до Колочинской губы. Острова Диомиды, Кинг и Следж хорошо видны на снимке; в этом районе льда все еще нет.

Очень интересно проследить распределение температуры в верхнем слое воды. Воды заливов Нортон и Анадырского были сравнительно теплыми, а в зал. Коцебу уже ощущается довольно значительная осенняя потеря тепла. Далее идет теплая полоса, она простирается на север через Берингов пролив и указывает на преобладающую в этом районе адвекцию; эта полоса уходит далее на север от м. Принца Уэльского (сравните с предыдущим снимком). Но резкий поворот на запад в южной части Чукотского моря, по-видимому, не является типичным для поля течения. Температура, установленная по инфракрасным данным, — это температура всего лишь очень тонкого поверхностного слоя, а как известно, изменение режима атмосферного обмена и перемешивания может обусловить более низкие значения температуры поверхностного слоя, даже несмотря на то, что теплосодержание всего водяного столба остается высоким. Мы считаем, что схема циркуляции была обычной (нормальной), поток поворачивает на восток, в сторону зал. Коцебу и затем на северо-запад, к югу от м. Хоп.

(Фото Р. Д. Мюнча, Аляскинский университет)

«...в сентябре месяце на двадцатый день (1648 г.) на пути из Ковыми реки (Колымы) морем в бухте ранен был в схватке с чукчами Федот Алексеев (Попов), и того Федота, со мною, Семейкою, на море разнесло без вести. А меня, Семейку, носило в разные стороны и только после Покрова Богородицы (1 (14) октября) кинуло меня на берег, на передний конец, за Анандырь реку (Анадырь)...»

«А с Ковыми реки итти морем на Анандырь реку, и есть Нос (м. Дежнева), вышел в море далеко..., а напротив того Носу есть два острова (Диомида)... становье тут чухоч сделано».

Отрывки из отписки Дежнева воеводе в Якутск, 1655 г.

«...15 августа (1728 г.) мы вышли на широту $67^{\circ}18'$, и я понял, что мы полностью выполнили инструкцию, данную нам его Императорским Величеством; славное имя его будут помнить всегда, а дальше к северу земли не было. Не было видно земли ни с Чукотского берега, ни на востоке».

Отрывок из Отчета капитана Витуса Беринга

ВВЕДЕНИЕ

Режим течений и распределение гидрологических характеристик в северной части Берингова и Чукотском морях, соединенных между собой Беринговым проливом, определяются потоком вод, имеющим генеральное направление на север. Факт существования северного течения в этом районе с ровным дном и малыми глубинами (около 50 м) был установлен еще наблюдениями экспедиции капитана Витуса Беринга в 1728 г. Однако только в последние десятилетия появились приборы и были разработаны соответствующие методы для точных и длительных океанографических исследований.

Все данные наблюдений по Берингову проливу, собранные до 1964 г. и доступные авторам, проанализированы Коучменом и Огордом ранее (Coachman and Aagaard, 1966). По этим данным были изучены свойства водных масс и течения в проливе в летний период.

Распределение водных масс в Беринговом проливе, выявленное на основании детальных гидрологических разрезов, выполненных в 1964 г., характеризуется следующим образом: в восточной части пролива на уровне 10—15 м прослеживается хорошо выраженный слой скачка плотности, который обычно отделяет слой теплых ($6-10^{\circ}\text{C}$), мало соленых ($30-31\text{‰}$) вод от более холодных ($1-4^{\circ}\text{C}$) и более соленых ($31-32,7\text{‰}$), а в западной части пролива преобладают сравнительно однородные холодные ($1-4^{\circ}\text{C}$) и соленые ($32,7-33\text{‰}$) воды.

Между этими водными массами наблюдаются довольно резкие перепады скорости: поток поверхностных вод в восточном канале пролива обычно характеризуется довольно высокими скоростями, их типичная скорость примерно 100 см/с ; глубинные воды в этом канале движутся со скоростями от 30 до 60 см/с ,

а поток вод в западном канале еще более медленный и однородный.

Летом течение в проливе везде направлено примерно на север и переносит 1—2 Св беринговоморских вод в Северный Ледовитый океан. Изучение динамики системы течений в проливе показало, что их основной движущей силой является наклон поверхности моря к северу, причину которого следует искать, вероятно, в региональном распределении тангенциального напряжения ветра.

Исследование Коучмена и Огорда, упомянутое выше, ограничено самим Беринговым проливом и летним сезоном. Оно не дало ответа на многие вопросы, относящиеся к океанографическому режиму региона, а именно: каково происхождение водных масс пролива? Каковы сезонные изменения этих водных масс? Каковы причины очень сильных ускорений течений в северном направлении, наблюдающихся, в частности, в восточном канале? Более полное понимание гидрологии Берингова пролива может быть достигнуто, очевидно, путем постановки и анализа длительных наблюдений во всем регионе, включающем северную часть Берингова и южную Чукотского морей.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РЕГИОНА

Берингов пролив представляет собой препятствие для течения; расстояние между материками к северу от него — в Чукотском море и к югу — в Беринговом гораздо больше (рис. 1). Весь этот регион мелководен, уклоны дна всюду очень незначительны, исключая области, прилежащие к суше. В восточной мелководной части глубины не превышают 30—40 м (за пределами основных заливов), в западной 40—50 м.

На аляскинском побережье расположены два основных залива: Нортон южнее Берингова пролива и Коцебу — к северу от него. На сибирском побережье расположен относительно глубокий Анадырский залив, в среднем глубина его 70—90 м. Канал глубиной более 50 м уходит от него на север через пролив между Чукотским полуостровом и о. Св. Лаврентия; этот канал мы будем называть прол. Чирикова.*

Другие депрессии ложа в этом районе включают два узких канала; глубина одного превышает 40 м, он огибает восточный край о. Св. Лаврентия, а другой уходит по дну пролива (его глубина более 30 м) на восток в сторону Номы. В этом районе заканчивается подводная долина Хоп; на юго-западе от м. Хоп глубины местами превышают 60 м (Creager and McManus, 1966).

В северной части Берингова пролива располагается

* У авторов — Анадырский пролив. В отечественной литературе этот пролив называют часто прол. Чирикова, а пролив, расположенный восточнее о. Св. Лаврентия, — прол. Шпанберга. Самую северную часть Берингова моря, заключенную между побережьями Чукотки, Аляски и о. Св. Лаврентия, называют также бассейном Чирикова (см., например, Арсеньев В. С. «Течения и водные массы Берингова моря». М., Наука, 1967). — *Прим. ред.*

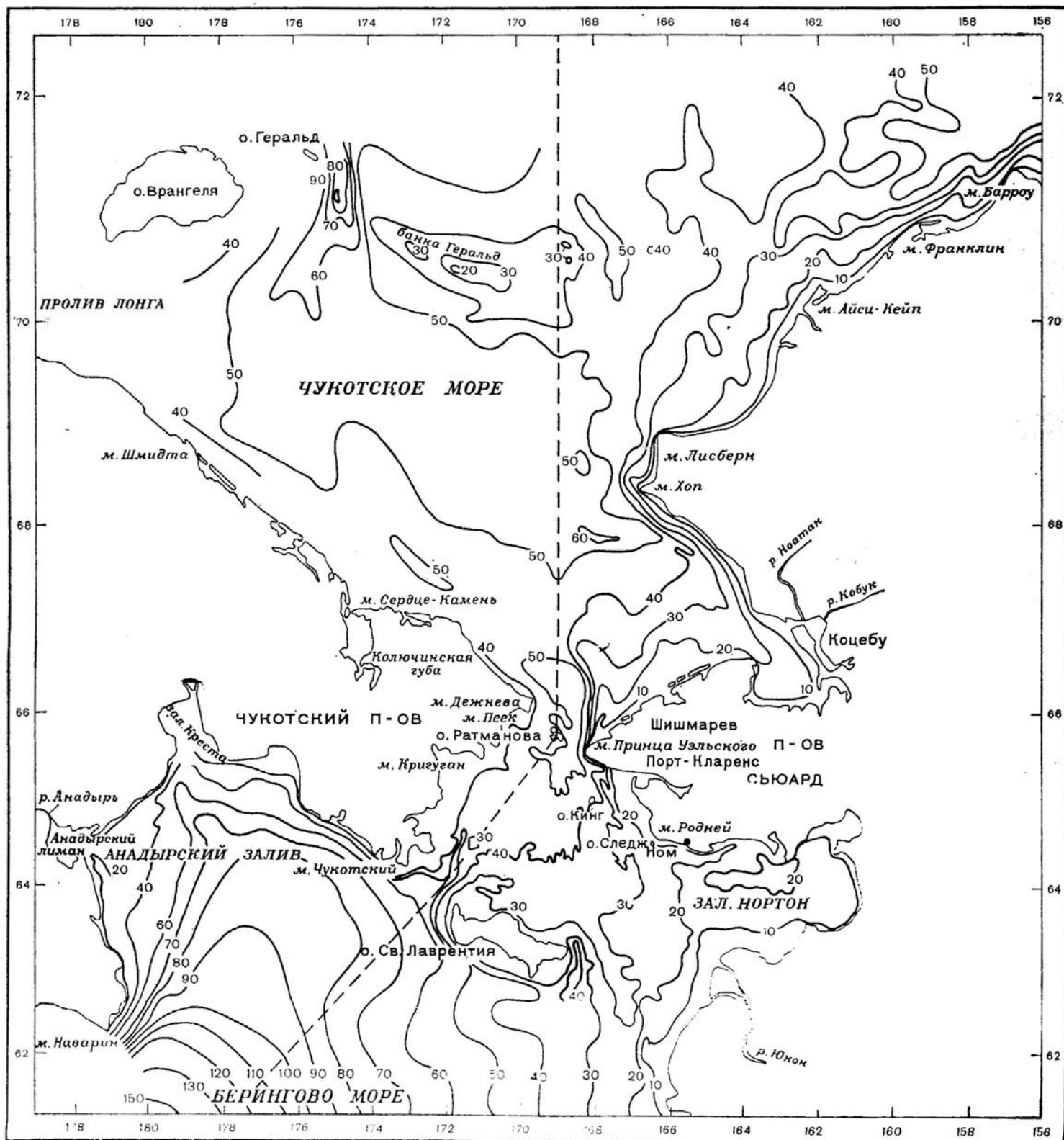


Рис. 1. Район северной части Берингова моря и Чукотское море, соединенные Беринговым проливом.

Изолинии — глубина в метрах.

о. Св. Лаврентия, влияние которого здесь весьма ощутимо: водный поток, движущийся на север, встречает на своем пути препятствие; течение, сжимаясь, отклоняется в ту или иную сторону; остров создает подветренный эффект, который ощущается на расстоянии более 150 км к северу от острова. Остров может отражать длинные волны и тем самым усложнять картину приливов в этом районе, а также создавать другие явления, связанные с береговым эффектом. К таким явлениям можно отнести поднятие на поверхность глубинных вод и краевые волны. Пять других островов сравнительно малы: о. Следж в 37 км к западу от Нома, о. Кинг в 55 км на ЗЮЗ от Порт-Кларенса, а также скала Фэрүзй, острова Ратманова и Крузенштерна, находящиеся в самом Беринговом проливе. Все эти острова круто поднимаются со дна.

В проливе можно выделить две стрелообразные мели; скорее всего они обязаны своим появлением устойчивости генерального потока водных масс. Одна отмель простирается более чем на 100 км на север от м. Принца Уэльского, а вторая — примерно на 18 км к СЗ от м. Хоп (Creager and McManus, 1966).

Большое количество пресных вод поступает в регион к югу от зал. Нортон в летний период — с мая — июня по август. Поток пресных вод идет с юго-востока, куда сбрасывает свои воды р. Юкон. Небольшие объемы пресных вод, имеющие важное локальное значение, поступают летом в зал. Коцебу — это сток рек Кобук и Ноатак, в Анадырский залив — р. Анадырь.

Следует упомянуть еще одну географическую особенность этого района. Многочисленные выдающиеся далеко в море мысы высоки и гористы, ветры по соседству с такими мысами на морской их стороне имеют тенденцию усиливаться. Так, Берингов пролив, ширина которого всего лишь 85 км, ограничен крутыми м. Дежнева на западе и м. Принца Уэльского на востоке, и ветры в проливе локально усиливаются и принимают либо южное, либо северное преобладающее направление.

ИЗУЧЕННОСТЬ БЕРИНГОВА ПРОЛИВА

Данные по району Берингова пролива, накопленные к 1964 г., были проанализированы Коучменом и Огордом в 1966 г. Некоторые результаты исследования окружающих вод (Анадырский залив, район Берингова моря к северу от о. Св. Лаврентия и южная часть Чукотского моря) были хорошо известны, однако они не были включены в обзор 1966 г. После 1966 г. и до 1973 г. был выполнен ряд новых исследований; основные из них указаны в табл. 1.

Некоторые экспедиции в этот район на ледоколах «Нортуинд» (1967) и «Стейтн-Айленд» (1968), работали по специальной программе, разработанной Коучменом и Огордом (Coachman and Aagaard, 1966). Программа предусматривала:

ТАБЛИЦА 1

Сводка океанографических наблюдений в районе Берингова пролива

Год	Период	Судно	Район	Измерения
1922	26/VII—5/X (Sverdrup, 1929)	«Мод»	Чукотское море	15 гидрологических станций
1932	29/VII—8/IX (Ратманов, 1937а, б)	«Дальневосточник»	Анадырский залив, район от о. Св. Лаврентия до м. Хоп	Гидрологические станции, течения в Беринговом проливе
1933	24/VII—28/VIII (Ратманов, 1937а, б)	«Красноармеец»	Анадырский залив, район от о. Св. Лаврентия до о. Геральд	Гидрологические станции, течения в Беринговом проливе
1934	30/VII—6/VIII (Barnes and Thompson, 1938)	«Чилан»	К северу от о. Св. Лаврентия до Берингова пролива	Гидрологические станции, течения в Беринговом проливе и прол. Чирикова
1937	13/VI—19/IX (Goodman et al., 1942)	«Нортленд»	Залив Нортон, от о. Св. Лаврентия на север до Уэйпрайт	Гидрологические станции
1938	3/VIII—5/IX (Goodman et al., 1942)	«Нортленд»	От о. Св. Лаврентия на север до м. Барроу	Гидрологические станции
1949	Июль—август (Saur et al., 1954 — водные массы) (Lesser and Pickard, 1950 — течения)	«Сидарвуд»	От о. Св. Лаврентия до 73°С с. ш. к востоку от границы, установленной по Конвенции 1867 г.	Гидрологические станции, течения в Беринговом проливе
1951	1—22/II (U. S. N. H. O., 1954)	«Бертон-Айленд»	На восток, запад и север от о. Св. Лаврентия	22 гидрологические станции
1955	15/III—4/IV (U. S. N. H. O., 1954)	«Нортуинд»	К северо-востоку, востоку, юго-востоку от о. Св. Лаврентия	13 гидрологических станций
	3—26/V (U. S. N. H. O., 1958)	«Бертон-Айленд»	К юго-востоку от о. Св. Лаврентия до о. Кинг	7 гидрологических станций
1959	2/VIII—1/IX (Fleming and Heggarty, 1966)	«Браун-Бер»	От Берингова пролива до м. Лисберн	178 гидрологических станций, измерение течений
1960	26/VII—7/VIII (Fleming and Heggarty, 1966)	«Браун-Бер»	От о. Св. Лаврентия до м. Хоп (на восток от границы, установленной по конвенции)	Гидрологические станции, наблюдения за течениями на 5 и 20 м
1962	5—26/X (U. S. C. G. Oceanogr. Rpt., 1964, N 1)	«Нортуинд»	Чукотское море	110 гидрологических станций
	7—18/IX (U. S. C. G. Oceanogr. Rpt., 1964, N 1)	«Нортуинд»	Анадырский залив, прол. Чирикова и к югу от о. Св. Лаврентия	Гидрологические наблюдения
1963	7—12/VIII (U. S. C. G. Oceanogr. Rpt., 1965, N 6)	«Нортуинд»	От Берингова пролива до о. Врангеля	41 гидрологическая станция
1964	5—7/VIII (Coachman and Aagaard, 1966)	«Нортуинд»	Берингов пролив	Заякоренные станции для измерения течений
1966	30/VII—24/VIII (Coachman and Rankin, 1968)	«Бертон-Айленд»	прол. Лонга	Измерение течения
1967	12—17/VII (Husby, 1969)	«Нортуинд»	От Берингова пролива до м. Хоп	4 разреза из буйковых станций, температура, соленость, течения
	18—23/VII (Husby, 1969)	«Нортуинд»	То же	
	2—7/VIII (не опубликовано)	«Томпсон»	Берингов пролив	4 разреза из буйковых станций, температура, соленость, течения

Год	Период	Судно	Район	Измерения
1968	2—19/II (Countryman and Bourkland, 1968)	«Нортуинд»	Анадырский залив, прол. Чирикова	Температура, соленость, течения
	9—19/VII (Husby, 1971)	«Стейтн-Айленд»	От о. Св. Лаврентия до северной части Берингова пролива	6 разрезов из буйковых станций, температура, соленость, течения
1969	14/II—3/III, 5—25/IV (не опубликовано)	«Стейтн-Айленд»	К востоку, северу, западу от о. Св. Лаврентия, на север через Берингов пролив	Температура, соленость и течения
	8—21/VI (Husby and Hufford, 1971)	«Нортуинд»	От о. Св. Лаврентия до северной части Берингова пролива	Разрезы температуры, солености (такие же, как летом 1968 г.)
1970	2—16/VIII (Hufford and Husby, 1972)	«Нортуинд»	Анадырский залив	Температура, соленость, 5 станций по измерению течений
	23/IX—18/X (Ingham et al., 1972)	«Гласиер»	К северо-западу, северу, северо-востоку от м. Лисберн	92 гидрологические станции с 12 станциями для измерения течений
1972	Июль—август (не опубликовано)	«Ошоро-Мару»	Берингов пролив, Чукотское море до о. Врангеля и м. Барроу	4 океанографических разреза, температура, соленость, течения
1973	29/IX—4/X (не опубликовано)	«Томпсон»	Берингов пролив	Два океанографических разреза в Беринговом проливе, один — к югу от пролива: температура, соленость, течения

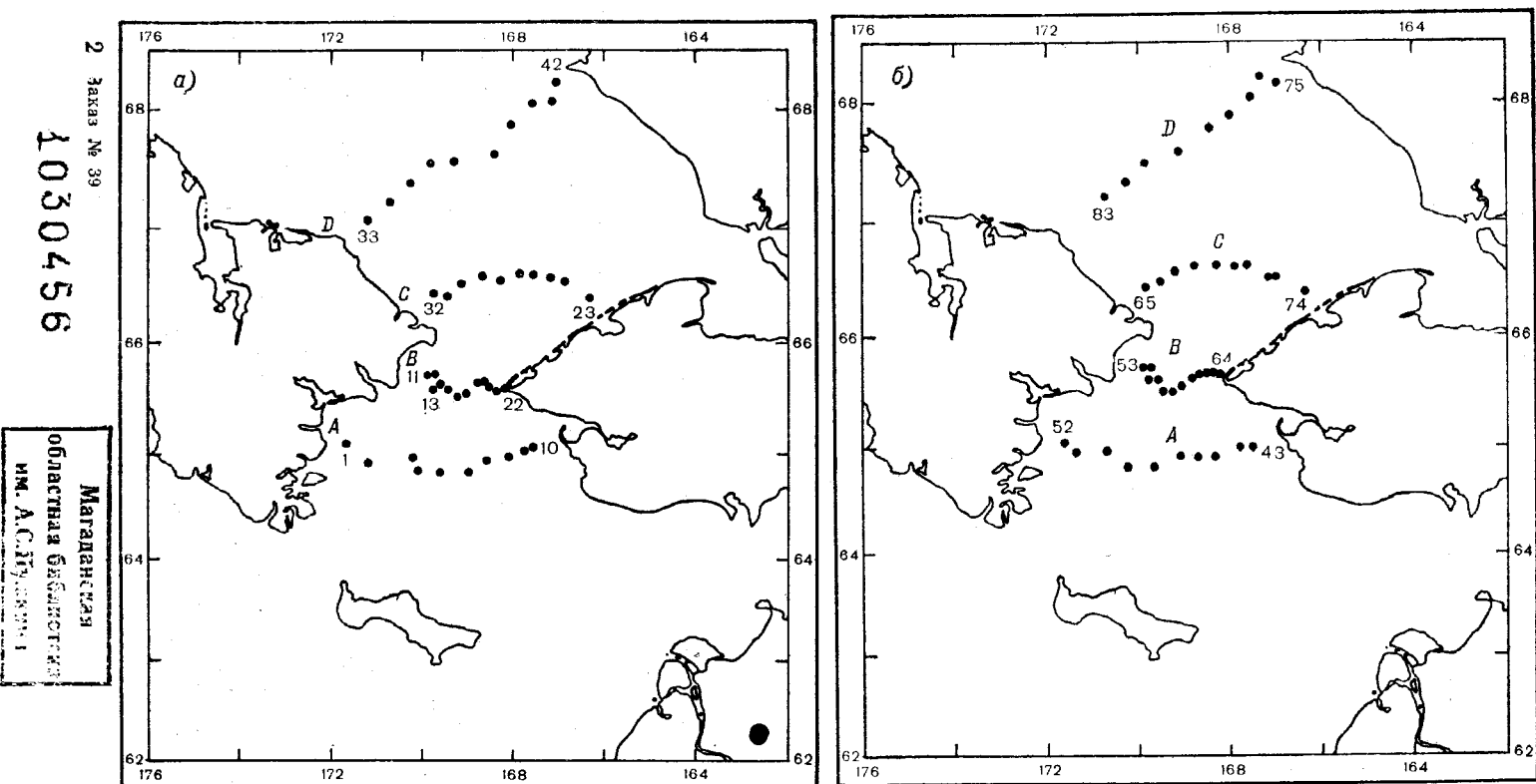


Рис. 2. Схема расположения гидрологических станций, рейс «Нортуинда» 12—17 июля 1967 г. (а). То же за период с 18 по 23 июля 1967 г. (б).

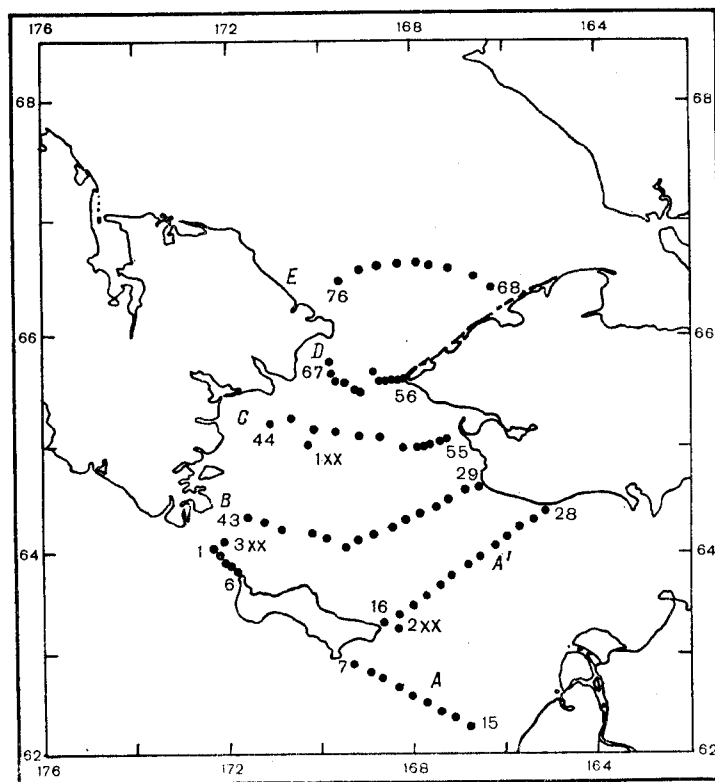


Рис. 3. Схема расположения гидрологических станций, выполненных с ледокола «Стейтн-Айленд», 9—10 июля 1968 г.

1) подробные наблюдения за течениями и изучение свойств водных масс как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении;

2) обязательное повторение наблюдений, что позволило измерить ускорения и выявить изменения свойств водных масс. Такие наблюдения должны быть как краткосрочными, так и длительными, продолжительностью до года;

3) наблюдения не должны были ограничиваться районом самого пролива, их следовало распространить и на воды по обе стороны от пролива, что позволило оценить меридиональные изменения.

В 1967 г. ледокол «Нортуинд», а в 1968 г. ледокол «Стейтн-Айленд» работали по этой программе (маршруты ледоколов показаны на рис. 2 а, б и 3). При выполнении каждой станции судно становилось на якорь, брались пробы воды с разных горизонтов, вертикальный профиль течения измерялся с помощью измерителей течений, данные с которых принимались

непосредственно в момент измерения на борту судна. Расстояние между отдельными станциями было невелико [до 22 км (12 м. м) у берегов Советского Союза], разрезы выполнялись с юга на север, чтобы уменьшить до минимума адвективные изменения в наблюдаемых скалярных полях. Рейс ледокола «Нортуинд» в 1969 г. явился повторением работ экспедиции на ледоколе «Стейтн-Айленд», за исключением измерения течений. Рейс НИС «Томпсон», продолжавшийся всего одну неделю, имел целью повторить 4 гидрологических разреза, выполненных впервые в 1964 г. ледоколом «Нортуинд». В дальнейшем эти работы стали неотъемлемой частью всех программ летних экспедиций в этот район. В 1972 г. японское судно «Ошоро-Мару» начало гидрологическую съемку в Беринговом проливе, а затем продолжило работы вдоль разреза от о. Геральд к м. Барроу.

Наиболее полные исследования в Анадырском заливе выполнялись в 1962 г. с борта ледокола «Нортуинд». Затем в 1970 г. эти работы были частично повторены. Было выполнено 5 гидрологических станций, на каждой из которых измерение придонных течений продолжалось 30 ч.

В зимние месяцы лед существенно препятствует выполнению наблюдений. Все же в феврале 1968 г. во время рейса ледокола «Нортуинд» удалось выполнить довольно большое число гидрологических станций и станций по измерению течений в прол. Чирикова и в западной части Анадырского залива. В 1969 г. во время рейса ледокола «Стейтн-Айленд» было выполнено 67 станций к западу, югу и востоку от о. Св. Лаврентия, а также далее на север по восточной стороне самого Берингова пролива. В марте 1968 г. была получена 4-суточная запись течений. Измерения проводились с дрейфующего льда западнее зал. Коцебу (Coachman and Tripp, 1970).

ВОДНЫЕ МАССЫ

Этот раздел мы начинаем определением и описанием водных масс, наблюдаемых в Беринговом проливе. На рис. 4—7 представлены T, S -диаграммы для некоторых разрезов (на каждом по 12—13 станций). Станции на этих разрезах выполнялись в летнее время через 5—8 км, а интервал между горизонтами обычно не превышал 5 м. Разрезы выполнялись к западу от м. Принца Уэльского, у скалы Фэруэй, к югу от о. Крузенштерна, затем (вдоль линии в 22 км южнее о. Ратманова) на северо-запад до пункта в 22 км от сибирского побережья*, юго-юго-западнее м. Пеек.

Форма разреза определялась государственными границами, но тем не менее почти весь поток, за исключением лишь небольшой его части, был охвачен съемкой.

Интересно отметить: для каждой станции характерно, что T, S -кривые почти параллельны оси T , т. е. во всем водном столбе меняется существенно только температура. Температура, измеренная на самом глубоком горизонте, оказывалась (практически в каждом случае) наименьшей; с уменьшением глубины температура воды возрастала, однако соленость почти не менялась. Всего в нескольких случаях, как, например, станций № 2—7 на рис. 4, T, S -кривая в верхней части имеет все же наклон влево, что свидетельствует о некотором увеличении различий солености по вертикали, так как воды вблизи поверхности и теплее, и менее солены, чем в нижележащих слоях.

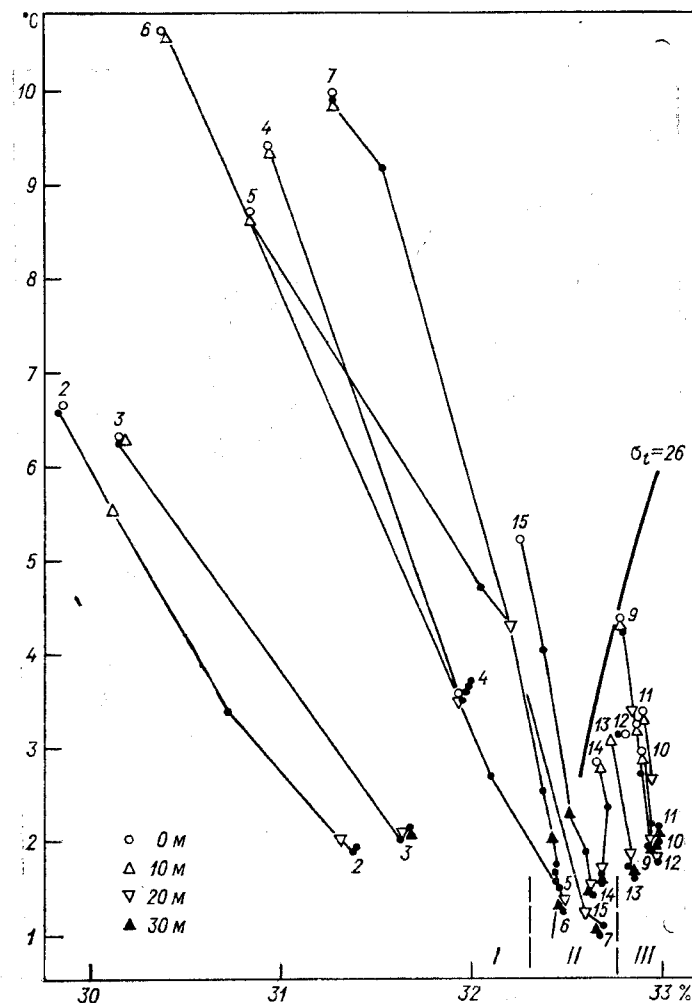


Рис. 4. T, S -диаграмма для станций разреза в Беринговом проливе (по данным «Нортуинда» 5—6 августа 1964 г.). Номера станций даны по порядку с востока на запад от № 2 до № 7 и от № 15 до № 9.

Водные массы: I — аляскайская прибрежная, II — берингоморского шельфа, III — анадырская.

* С начала XX в. в отечественной литературе за восточную границу Сибири принимается главный притихоокеанский водораздел. Районы, лежащие между ним и Тихим океаном, называются (Советским) Дальним Востоком.—
Прим. ред.

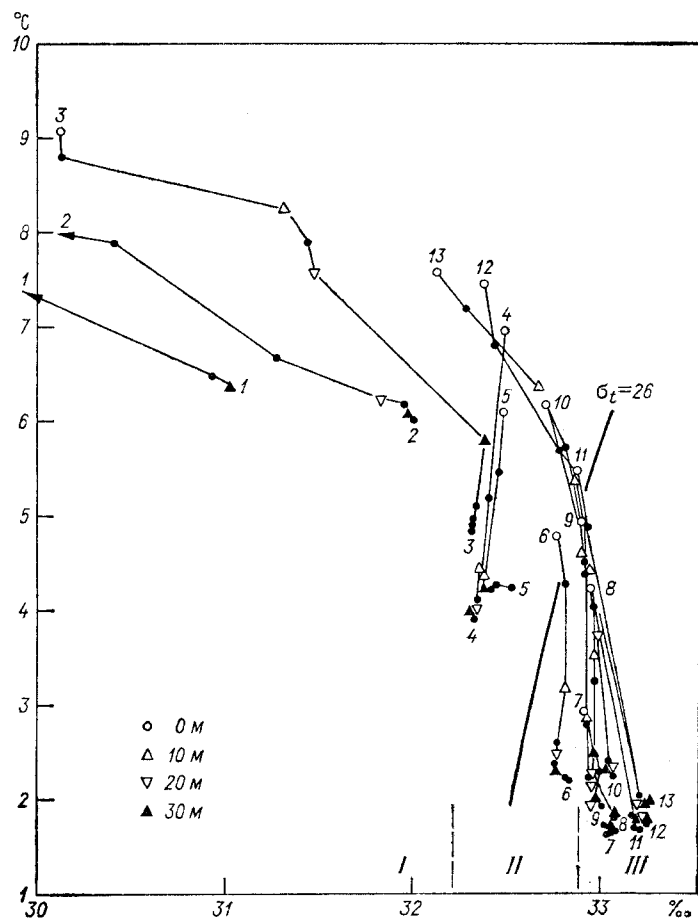


Рис. 5. T, S-диаграмма для станций разреза в Беринговом проливе. «Томпсон»; 3—4 августа 1967 г.; номера станций даны по порядку с востока на запад с № 1 до № 13.

Водные массы: I — аляскинская прибрежная, II — беринговоморского шельфа, III — анадырская.

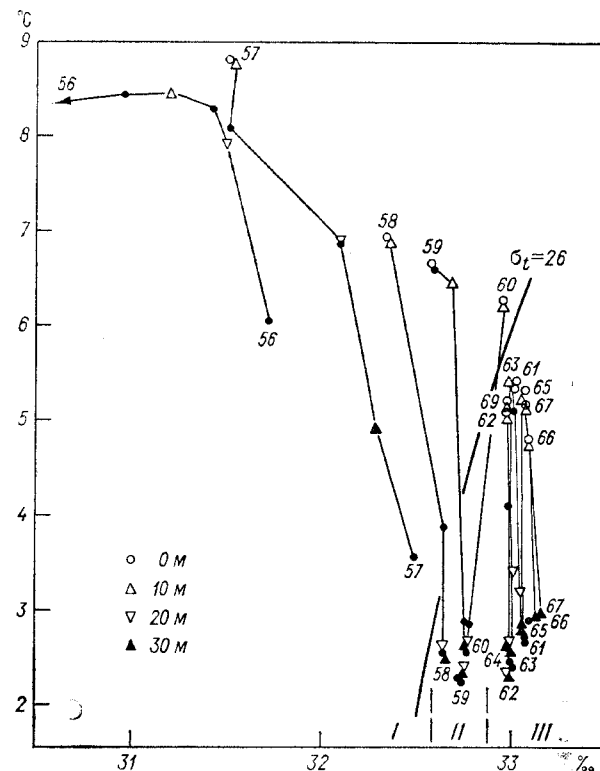


Рис. 6. T, S-диаграмма для станций разреза в Беринговом проливе. «Стейт-Айленд», 17—18 июля 1968 г.; номера станций даны по порядку с востока на запад (№ 56—57).

Водные массы: I — аляскинская прибрежная, II — беринговоморского шельфа, III — анадырская.

Однако эта ситуация для всего района не типична, она прослеживается только вблизи м. Принца Уэльского. Таким образом, вертикальные различия температуры воды в середине лета велики, в то время как различия в солёности, как правило, малы. Максимальная температура поверхностного слоя в некоторые годы может быть выше, чем в другие (в 1964 г. 10,5°C, а в 1968 г. 8°C), но в любой год эти различия по вертикали не превышали 8°C.

Солёность существенно менялась по горизонтали, т. е. поперек пролива; при этом наиболее солёная вода всегда находится в его западном канале; значения солёности по мере движения на восток постепенно уменьшаются. Диапазон изменения солёности по полученным данным в целом менее 3‰, но максимальные и минимальные значения солёности меняются от года к году. Так, например, минимум в 1964 г. был примерно

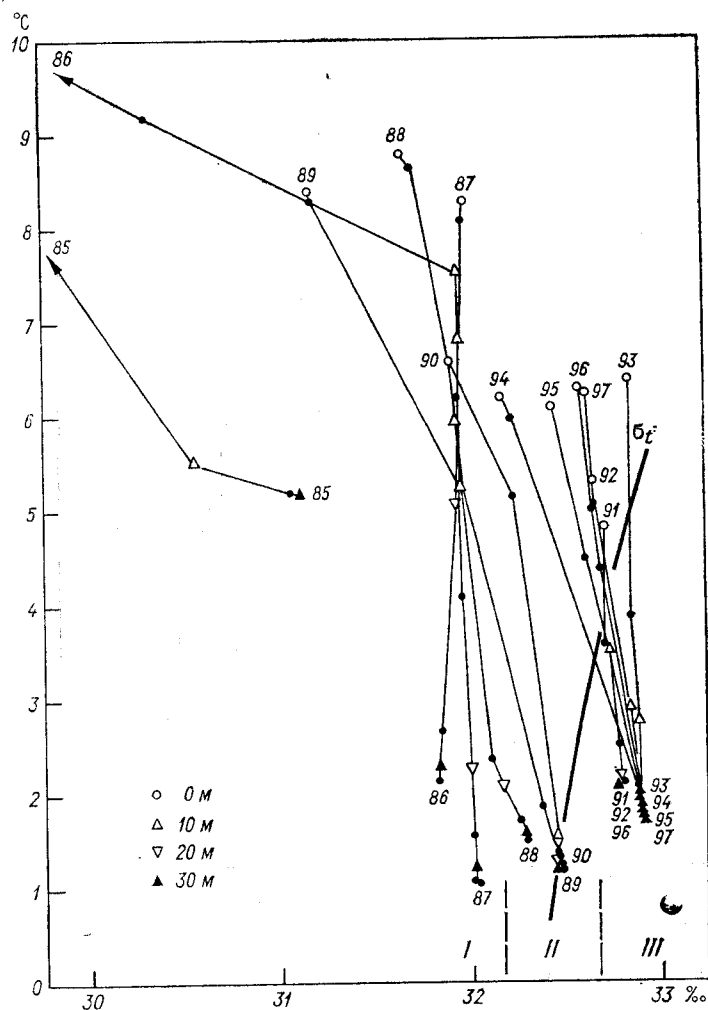


Рис. 7. T, S-диаграмма для станций разреза в Беринговом проливе. «Ошоро-Мару», 24—25 июля 1972 г.; номера станций даны по порядку с востока на запад с № 85 по № 97.

Водные массы: I — аляскинская прибрежная, II — берингоморского шельфа, III — анадырская.

30‰, а в 1968 г. — примерно 31,5‰. Максимальные значения меняются в меньших пределах, от 33‰ в 1972 г. до 33,25‰ в 1967 г.

ОСНОВНЫЕ ВОДНЫЕ МАССЫ

В распределении летних значений температуры и солености выделяются две полосы значений солености [при этом следует помнить, что расстояние между станциями сохранялось одинаковым (см. рис. 2, а, б, 3)]. Эти полосы, как правило, расходятся, только у поверхности в нескольких случаях они перекрываются. Значения солености, по данным самых глубоководных наблюдений, делятся на три группы. В качестве примера на рис. 8 приводятся результаты измерений на некоторых станциях в Беринговом проливе; на рисунке рамкой обведены все измерения с групп соседних станций. На рисунке ясно выделяются три отдельные «лопасти», выдвинутые в сторону низких температур.

Таким образом, исходя из значений солености в Беринговом проливе, можно выделить три водные массы, которые мы назвали анадырской водной массой, водной массой берингоморского шельфа и аляскинской прибрежной водной массой. Эти названия ясно указывают на их происхождение. В отличие от обычной практики, мы не «навязываем» водным массам фиксированные лимитирующие значения солености, мы определяем их по меняющимся пределам, учитывая явные различия в значениях от года к году. Эти пределы представлены на рис. 4—7. Примерные средние значения (наиболее явные для глубинных слоев) можно выбрать для каждой водной массы (табл. 2).

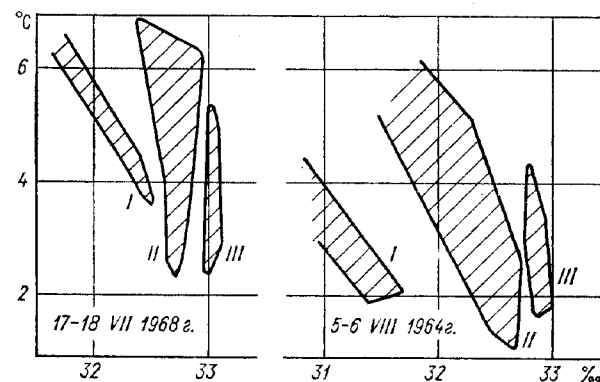


Рис. 8. Водные массы по данным разреза в Беринговом проливе 17—18 июля 1968 г. (см. рис. 6) и 5—6 августа 1964 г. (см. рис. 4).

Водные массы: I — аляскинская прибрежная, II — берингоморского шельфа, III — анадырская.

ТАБЛИЦА 2

Примерные средние значения солености водных масс (в ‰)

Разрез	Аляскинская при- брежная водная масса	Водная масса беринговоморского шельфа	Анадырская водная масса
Лето 1964 г.	31,7	32,6	32,95
3—4 августа 1967 г.	31,5	32,5	33,1
Лето 1968 г.	32,1	32,7	33,1
Лето 1972 г.	31,9	32,4	32,85

Единственно известная классификация водных масс этого района была предложена Сором, Тули и Ла Фондом в 1954 г. (Saur, Tully and LaFond, 1954). Их классификация основывалась на данных, полученных летом 1949 г. во время экспедиции на судне «Сидервуд», когда были сделаны 164 гидрографические станции от района южнее о. Св. Лаврентия на север через Берингов пролив до 73° с. ш., но разрез проходил восточнее линии, установленной Конвенцией 1867 г. (рис. 1). Таким образом, эта предыдущая классификация основывалась на данных, полученных не только в самом Беринговом проливе и в северном секторе Берингова моря, но и в Чукотском море. Если воды северного сектора Берингова моря прослеживаются в проливе (см. ниже) и данные наблюдений из южной части пролива могли бы только способствовать более точной классификации водных масс в проливе, то данные из Чукотского моря, наоборот, только осложняют задачу, так как лишь в очень редких случаях воды с севера можно обнаружить в проливе.

На рис. 9 приведена схема T, S -огибающих по классификации Сора и других применительно к Берингову проливу. Выделенная этими авторами водная масса, названная глубоководной шельфовой, приемлема для зимнего периода, но совершенно не годится для теплого времени года. Это, по-видимому, объясняется тем, что в анализе участвовали данные, полученные на глубинах в Чукотском море.

Другие выделенные этими авторами водные массы также получены с учетом вод Чукотского моря, и нами не рассматриваются. Чтобы сравнить нашу классификацию водных масс с предыдущей, использовались данные рейса японского судна «Ошоро-Мару» в 1972 г., когда была выполнена подробная съемка этого района. Данные «Сидервуда» не приводятся; измерения с этого судна были не очень детальны, и их нельзя сравнивать с данными гидрологических съемок этого района в последние годы. Таким образом, мы можем сравнивать только T, S -огибающие. Данные 1972 г. были выбраны потому, что абсолютные значения аналогичны полученным в 1949 г.

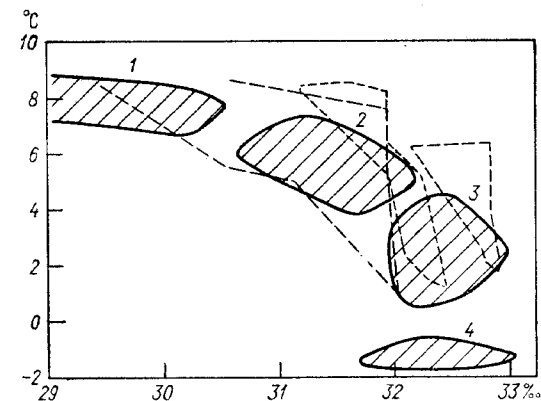


Рис. 9. Сравнение классификации водных масс в Беринговом проливе (1972 г., «Ошоро-Мару», ср. с рис. 7) (пунктирные огибающие) с водными массами по работе (Saur, Tully and LaFond, 1954).

Водные массы: 1 — аляскинская прибрежная, 2 — промежуточная, 3 — трансформированная шельфовая, 4 — глубинная шельфовая.

По нашему мнению, схема классификации по температуре и солености, предложенная Сором и другими, не позволяет сгруппировать полученные данные таким образом, чтобы понять физический режим всей системы. Их схема в основе своей имеет температурные различия, в то время как сами экспериментальные данные показывают четкую дифференциацию главным образом солености, что разрешает предположить некоторый консерватизм солености в пределах каждой водной массы. Это особенно справедливо для более глубоких слоев; часто такое разделение доходит до поверхности. При этом мы знаем, что тепло не сохраняется, различные его количества поступают и покидают водный столб.

Таким образом, мы делаем основной вывод о режиме водных масс в этом районе, а именно: боковое перемешивание здесь весьма ограничено. Водные массы, по всей вероятности, приобретают характерную соленость в верхней части потока (на юге, так как преобладающий поток имеет северное направление) и далее сохраняют характерное распределение солености, что очевидно по результатам измерения на станциях, расстояние между которыми не более 5 км. В отдельных случаях станции выполнялись в водах с переходными характеристиками, как, например, станции № 13 и 14 1964 г. (рис. 4) и станция № 6 1967 г. (рис. 5). Этот пример иллюстрирует переход между водными массами анадырской и «шельфовой», а станция № 57 1968 г. (рис. 6) показывает переход от «шельфовой» к «аляскинской прибрежной» водной массе.

В определенное время и при определенных условиях (например, под влиянием ветра) у поверхности происходит

некоторое боковое перемешивание, которое обуславливает различие в солёности по вертикали в добавление к нормальным летним различиям в температуре. Например, в 1964 г. (рис. 4) имело место такое перемешивание в слое «шельфовой» и «аляскинской прибрежной» водных масс, в 1972 г. этот эффект был менее заметен (рис. 7), и он почти отсутствовал в 1968 г. (рис. 6).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВОДНЫХ МАСС

В результате экспедиций на ледоколе «Стейтн-Айленд» в 1968 г. (см. рис. 3) и на «Нортуинде» в 1969 г. (когда были повторены станции 1968 г.) получены данные, позволяющие проанализировать структуру и распределение водных масс вдоль по течению южнее Берингова пролива. Во время этих двух экспедиций разрезы выполнялись в направлении с юга на север, что позволило несколько уменьшить влияние адвективных изменений полей за период рейса. Весь район был охвачен наблюдениями менее чем за две недели.

На рис. 10 приведены T, S -кривые по станциям 1968 г., выполненным в прол. Чирикова (станции № 1—6, участок А на рис. 3) и на участке от восточного края о. Св. Лаврентия на БЮВ в сторону побережья Аляски (станции № 7—15). В прол. Чирикова на станциях № 1—4 самые высокие значения солёности (от 32,9 до 33,0‰), а на станциях № 5 и 6, выполненных совсем близко от о. Св. Лаврентия, солёность от 32,5 до 32,8‰. Восточнее о. Св. Лаврентия на станциях № 7—10 значения солёности такие же, как и на станциях № 5 и 6, т. е. 32,5—32,75‰, а на станциях № 11—15 отмечались наименьшие значения солёности.

Такое распределение солёности по станциям показывает, что в этом районе можно выделить те же три водные массы, что и в Беринговом проливе. Чтобы показать последовательную смену в системе водных масс от о. Св. Лаврентия до северной части Берингова пролива, на рис. 11 даны огибающие групп T, S -кривых, характеризующие анадырские водные массы и водные массы берингоморского шельфа (буквенные обозначения такие же, как и на рис. 3). По мере того как обе водные массы переносятся на север через эту систему, их минимальная температура неуклонно возрастает. Таким образом, минимальная температура анадырской водной массы на разрезе А была только около 1°C, а на разрезе С ее температура уже возрастает примерно до 2,2°C, на разрезе D — до 2,4°C; на разрезе E, который проходит к северу от Берингова пролива, она уже достигает примерно 3,5°C.* Аналогично минимальная темпера-

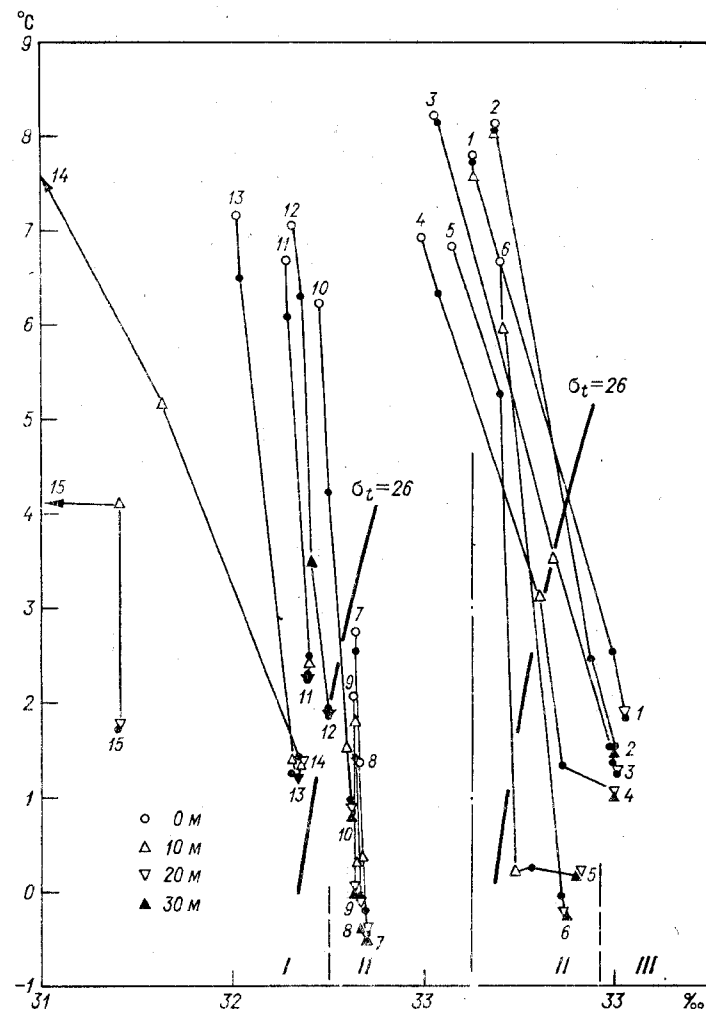


Рис. 10. T, S -диаграмма для станций замкнутого разреза от Сибири до Аляски; разрез включает о. Св. Лаврентия [номера станций по порядку с востока на запад от № 15 до № 7 (о. Св. Лаврентия) и с № 6 до № 1 (разрез А на рис. 3)]. «Стейтн-Айленд», 9—10/VII 1968 г.

Водные массы: I — аляскинская прибрежная, II — берингоморского шельфа, III — анадырская.

часть которой, по-видимому, располагается к западу от станции № 43 (которая находилась примерно в 31 км от берега), а 4 остальные станции к востоку (№ 39—42) показали наличие смеси анадырской водной массы и водной массы берингоморского шельфа.

* На рис. 13 рамка для разреза В не дана, так как только самая западная станция (№ 43) показала наличие анадырской водной массы, основная

тура водной массы берингоморского шельфа постепенно увеличивалась от $-0,5^{\circ}\text{C}$ у о. Св. Лаврентия до $2,3^{\circ}\text{C}$ в Беринговом проливе.

С другой стороны, соленость почти не претерпевала никаких изменений. Мы не можем ожидать точного совпадения значений солености, так как на каждом разрезе в ту или иную водную массу попадает лишь несколько станций, даже при таких детальных съемках. Например, на разрезе *A* значения солености в анадырской водной массе (рис. 11) меньше, чем на последующих разрезах (*C*, *D*), что весьма вероятно, так как воды с более высокой соленостью располагаются западнее края этого разреза.

Пространственное распределение водных масс в районе от о. Св. Лаврентия до участка к северу от Берингова пролива показано на рис. 12. В пределах этой системы каждая водная масса располагается в виде непрерывной полосы: анадырская — на западе, аляскинская прибрежная — на востоке, а между ними проходит водная масса берингоморского шельфа.

В некоторых районах эти три водные массы сильно перемешиваются, особенно это видно на разрезе *A* северо-восточнее

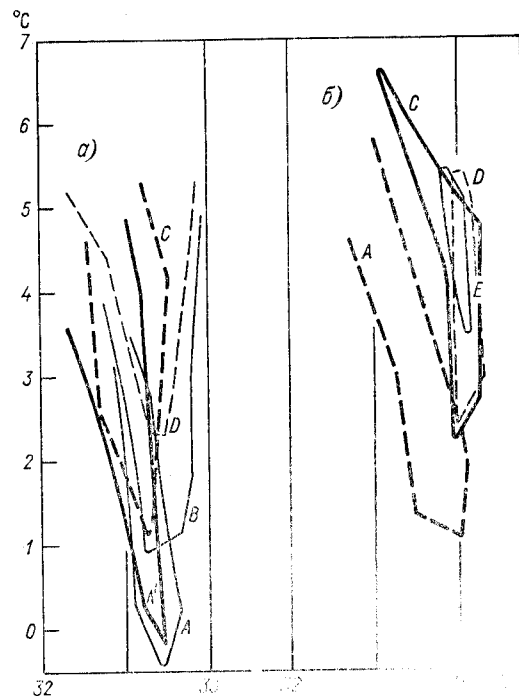


Рис. 11. Огибающие T , S -кривых водной массы берингоморского шельфа (*a*) и анадырской водной массы (*b*) по данным съемки 1968 г. с борта ледокола «Стейтн-Айленд»; разрезы обозначены буквами с юга на север (см. рис. 3).

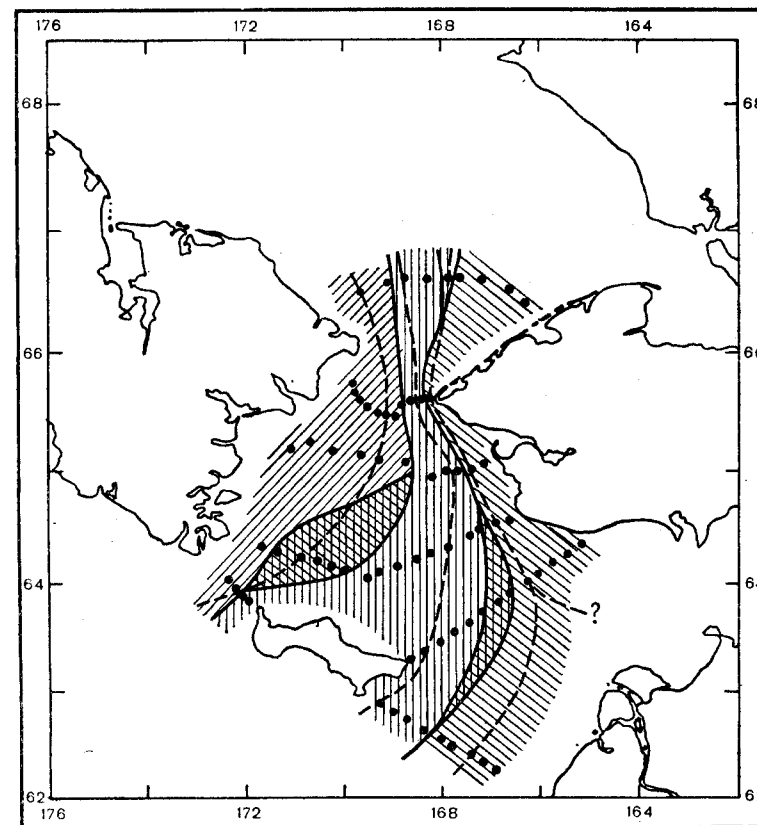


Рис. 12. Пространственное распределение водных масс по данным съемки 1968 г. на судне «Стейтн-Айленд». Пунктирные линии соединяют станции, где отмечались минимальные температуры для каждой из трех водных масс.

о. Св. Лаврентия (здесь выделяются две станции, которые можно считать переходными между водной массой берингоморского шельфа и аляскинской прибрежной) и к северу от западной части о. Св. Лаврентия на разрезе *B* (пять станций имели характеристики смешанных водных масс берингоморской шельфовой и анадырской). Однако, несмотря на это, для описываемого района характерно четкое разделение между водными массами, что подтверждает наш вывод о том, что в целом боковое перемешивание мало.

На рис. 12 проведены линии, соединяющие станции, где зарегистрированы минимальные температуры в каждой водной массе. Можно считать, что эти линии соответствуют стречням каждой водной массы; в дальнейшем они будут использоваться в наших расчетах.

Две водные массы — анадырская и берингоморская шельфовая — зарождаются к югу от о. Св. Лаврентия. Аляскинскую прибрежную водную массу питают мощные потоки: один — с юга, а другой — из прол. Нортон.

Анадырская водная масса

Анадырская водная масса из Анадырского пролива проникает на юго-запад в Анадырский залив (рис. 12). Отани (Ohtani, 1969) дал характеристику водной массы, покрывающей весь шельф Берингова моря, по данным гидрологических наблюдений с борта «Ошоро-Мару» в период с 1964 по 1966 г.; на рис. 13 дано распределение температуры и солености у дна. Поскольку вся водная толща в летнее время отчетливо делится хорошо выраженным слоем скачка плотности на две части, а придонный слой почти однородный, то распределение, приведенное на рис. 13, типично для водного столба толщиной в несколько десятков метров. Судя по распределению изохалин, можно сделать вывод, что воды, соленость которых более 33‰, проникают из глубокого бассейна Берингова моря к югу от м. Наварин, затем вдоль сибирского побережья поворачивают на восток к прол. Чирикова. Эти воды теплее (более 1°C), чем воды к юго-востоку или северо-западу (менее 0°C). Однако станций в этом районе было выполнено немного, а расстояние между ними велико, так что для более точного описания распределения водных масс в этом секторе необходимо получить более полную информацию.

В районе Анадырского залива были выполнены 3 детальные съемки: «Нортуинд» — 1962 г. (Gladfelter et al., 1964), «Нортуинд» — 1968 г. (данные не опубликованы) и «Нортуинд» — 1970 г. (Hufford and Husby, 1970). Наблюдения в 1962 г. проводились в сентябре, в 1968 г. — зимой, в феврале; данные 1970 г. получены в середине лета (июль). Мы воспользуемся сначала данными наблюдений 1970 г. и рассмотрим их применительно к анадырской водной массе, поскольку условия в середине лета (июль) лучше всего соответствуют условиям в Беринговом проливе из-за сезонных изменений свойств вод (см. ниже).

Станции, выполненные в 1970 г., приведены на рис. 14, а T, S -диаграммы сгруппированы на рис. 15. Для группы станций № 8—10, 20—22, 25, 26 характерны свойства глубоководной водной массы, эти же свойства присущи анадырской воде, температура которой выше 1°C, а соленость близка к 33‰. Пунктирная линия на рис. 14 проходит через все эти станции.

Единственная станция в прол. Чирикова, а именно станция № 34, имеет совершенно другие характеристики, не присущие отмеченной водной массе. Эта станция расположена примерно

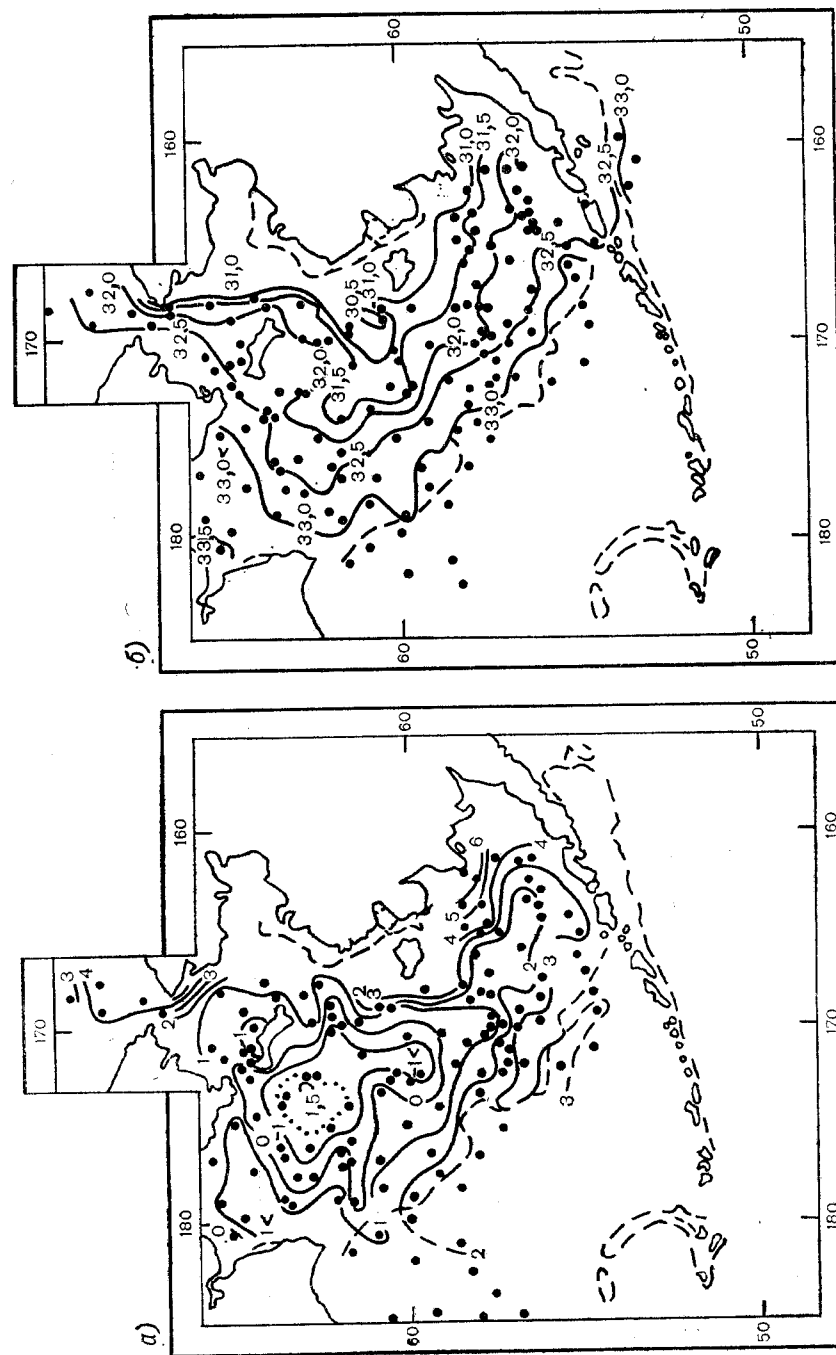


Рис. 13. Горизонтальное распределение температуры (в °C) (а) и солености (в промилле) (б) в придонном слое, по данным «Ошоро-Мару». Наблюдения выполнялись в середине лета в период с 1944 по 1946 г. (из Ohtani, 1969).

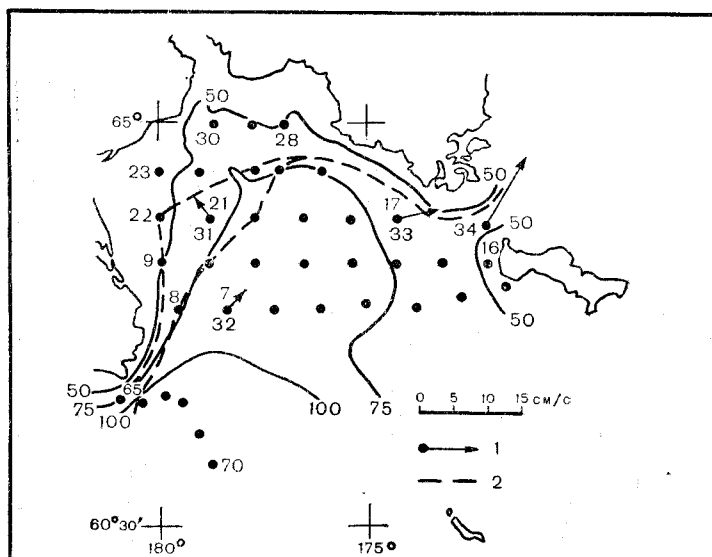


Рис. 14. Схема расположения станций в Анадырском заливе, по данным «Нортуинда» 1970 г. (станции с № 1 по № 34) и «Томпсона» 1972 г. (станции № 65—70).

1 — векторы измеренных донных течений, 2 — расчетная траектория движения анадырской водной массы. Изобары — в метрах.

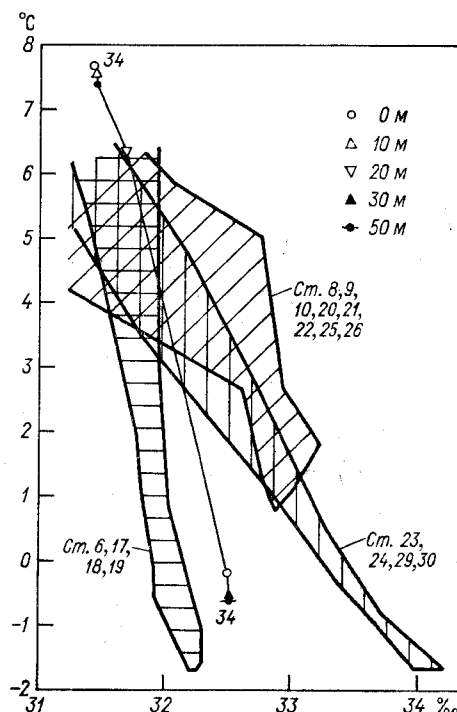


Рис. 15. Огибающие температуры и солёности для групп станций в Анадырском заливе. «Нортуинд», 1970.

на расстоянии 55 км от сибирского побережья, а следовательно, она слишком далеко отстоит, чтобы здесь выявлялись характерные признаки анадырской водной массы; эта станция скорее принадлежит к водной массе беринговоморского шельфа (ср. рис. 10).

Можно предположить, что анадырская водная масса не образуется в Анадырском заливе, местом ее зарождения можно считать северную часть Берингова моря, откуда она, двигаясь на север, проникает в залив. Относительное тепло этих вод ($1-2^{\circ}\text{C}$) и высокая солёность (более 33‰) на глубине по сравнению с другими водными массами района Берингова пролива обусловлены образованием этих вод в более южных широтах. Рисунок 16, где представлены T, S -диаграммы отдельных станций, приведен в подтверждение этой гипотезы. Данные станции № 8 показывают, что в этой точке на юго-западе района наблюдений отмечается самая теплая и самая солёная вода (анадырская водная масса).

Если мы проследим за ядром анадырской водной массы вдоль этих станций (ср. рис. 14), то станции № 10, 20, 26 показывают, что глубинный слой постепенно становится менее теплым и менее солёным. На востоке района в центральной части залива (станции № 17—19) расположен источник вод, обуславливающих перемешивание и изменение свойств воды. Станции № 7, 11, 27 вдоль восточного края стрежня анадырской водной массы и к западу от холодного участка в центре залива указывают на переходный характер вод в этом районе, над анадырской водной массой располагается слой с относительно низкой температурой и солёностью. По данным этих «переходных» станций можно видеть, что на глубине происходит некоторое перемешивание, так как измерения у дна показывают, что здесь присутствуют воды несколько более холодные и менее солёные, чем обычная анадырская вода.

Конечный результат перемешивания, т. е. состав анадырской водной массы в прол. Чирикова, показал, что 80—90% приходятся на воды из Берингова моря, 20—10% — воды из центрального района Анадырского залива. С другой стороны, вода на севере и западе от стрежня (станции № 23, 24, 29, 30) ниже горизонта 30 м довольно холодная и солёная, и складывается впечатление, что эти воды почти совсем не перемешиваются с переходной анадырской водной массой. На рис. 16 приведены также результаты наблюдений на горизонтах 25 и 30 м по станциям № 24, 29, 30, которые показывают, что на этих промежуточных глубинах имеется слой анадырской воды, который располагается над более холодными и солёными глубинными водами северо-западного сектора залива. Судя по этим данным, можно сделать вывод, что взаимодействие между этими водными массами (как боковое, так и вертикальное) весьма незначительное, хотя съёмка 1970 г. не предусматривала слишком

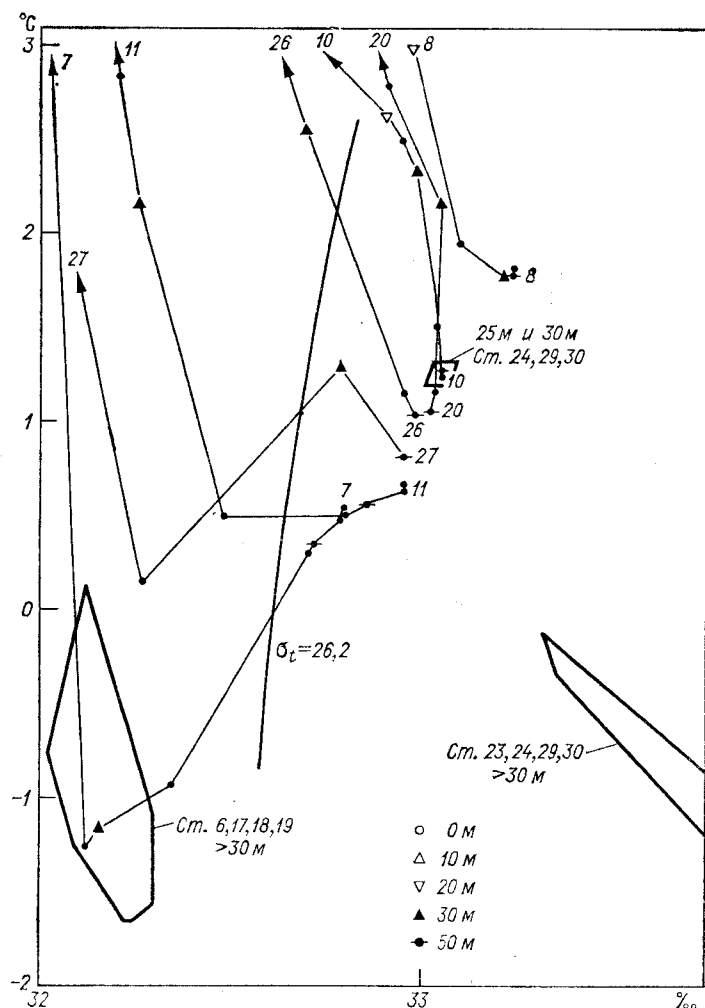


Рис. 16. T, S-диаграмма станций, выполненных в Анадырском заливе. «Нортуинд», 1970; огибающие для данных с глубин ниже 30-метрового горизонта (две группы) и для наблюдений на горизонтах 25 и 30 м (одна группа). Обратите внимание на увеличенный масштаб.

близкого расположения станций, при котором можно выделить более тонкие особенности взаимодействия водных масс друг с другом.

Воды из Берингова моря, которые порождают анадырскую водную массу, поступают в Анадырский залив вблизи м. Наварин. Съемка на «Нортуинде» 1970 г. не захватила район м. Наварин, но летом 1972 г. «Томпсон» сделал разрез из

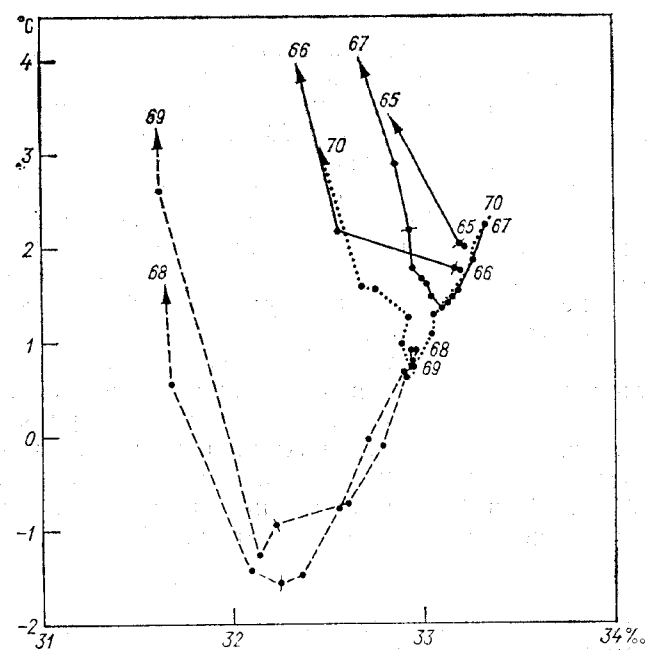


Рис. 17. T, S-диаграмма по станциям № 65—70, по данным «Томпсона», 1972 г.; съемка к востоку от м. Наварин.

Поперечные черточки означают наблюдения на 50 м.

6 станций от 22-го км к югу от м. Наварин в юго-восточном направлении (станции № 65—70, рис. 14).

На рис. 17 приведены T, S-кривые по этому разрезу. Хотя значения могут не совпадать с теми, которые были получены в 1970 г., только результаты станций № 65 и 66, т. е. самых западных, показывают свойства, присущие основной «родительской» водной массе (анадырской): водный столб от уровня 50 м и глубже имеет почти постоянную соленность, около 33,2‰, и температуру от 1,75 до 2°C. На следующей станции (№ 67), восточнее предыдущих двух, отмечается минимум температуры. Это есть не что иное, как влияние вод из центральной части залива. Наиболее мощное влияние обнаруживается на станциях № 68 и 69 (33,2—32,3‰ и от —1 до —1,5°C), в то время как станция № 70, расположенная на юго-востоке, уже не отражает этого влияния.

Анадырская водная масса располагается глубже в районе м. Наварин, чем в центральной части залива. Вблизи м. Наварин эта водная масса располагается глубже горизонта 50 м (ср. рис. 17), а в центре залива она поднимается, располагаясь на 20 м ближе к поверхности (ср. рис. 16).

Во время экспедиции на ледоколе «Нортуинд» в 1970 г. было выполнено пять глубоководных станций. Результаты этих измерений подтверждают, что существует именно тот режим, который получается по анализу диаграмм распределения температуры и солености. На станциях № 7, 17, 21, 30 и 34 придонные течения измерялись с судна, стоящего на якорю. Измерения проводились довольно часто, продолжительность каждой станции 25 ч и более (Husby, 1973). Среднесуточные потоки по 4 станциям показаны на рис. 14. Течение на станции № 30 было мощным, около 15 см/с, направление менялось с северного на южное, среднее течение — около нуля. В районе зал. Креста наблюдаются довольно большие приливы (Lisitsyn, 1966), и хотя срок наблюдений за течениями недостаточен, чтобы быть показательным, северо-южная ориентация мощного колеблющегося течения у входа в пролив указывает на приливной характер потока. Данные станции № 21 показывают некоторую изменчивость скорости и направления течения, а по данным станций № 7, 17 и 34 эта изменчивость не прослеживается. Эти данные инструментальных наблюдений хорошо согласуются с полем течений, которое получено по океанографическим данным.

Мы делаем вывод о том, что анадырская водная масса, наблюдаемая в районе Берингова пролива, зарождается в Беринговом море. Можно считать, что эта водная масса питается подповерхностным продолжением потока, который идет параллельно материковому склону глубокого центрального бассейна Берингова моря с юго-востока на северо-запад (Берингоморское склоновое течение, сравните Kinder et al., 1975). В отличие от более ранних исследователей этого потока (Lisitsyn, 1966; Arsenyev, 1967), мы утверждаем, что эти воды не поступают широким фронтом в Анадырский залив с юга в летний период, а стрежень течения, как оказалось, проходит вблизи м. Нарвин.

При пересечении Анадырского залива водный поток следует изобатам. В летнее время водная масса сохраняет довольно высокую температуру (более 1°C) и высокую соленость (более 32,9‰). Она несколько трансформируется на южной и восточной перифериях при смешении с более холодными (менее —0,5°C) и менее солеными (менее 32,3‰) водами, преобладающими в центральном районе залива. Результирующий эффект — охлаждение и опреснение (на 1°C и от 0,1 до 0,2‰) вод по мере их движения. Эти воды и образуют анадырскую водную массу района Берингова пролива, которая, вероятно, на 80—90% состоит из вод Берингова моря, а на 20—10% — это вода из центральной части залива. Аналогичный анализ данных, полученных во время съемки с «Нортуинда» в 1962 г., подтверждает во всех отношениях все наши выводы.

Наиболее интересный аспект режима вод в районе Анадырского залива — это селективное смешение водных масс. Анадырская водная масса относительно мало смешивается (смешение происходит, в основном и предпочтительно, вдоль южного и восточного краев потока). Таким образом, турбулентный режим на обеих сторонах потока должен быть различным. Мы отмечаем, что перемешивание в основном происходит вдоль изопикнических поверхностей, что подтверждается данными станций № 8, 10, 20 и 26 (рис. 16), которые показывают, что изолинии основных характеристик идут параллельно изолиниям плотности. Этим, по-видимому, и объясняется, почему перемешивание слабо на севере и западе потока, где вода явно более плотная. В следующем разделе будет рассмотрен совершенно противоположный режим перемешивания, наблюдаемый в центральной части Анадырского залива.

Водная масса берингоморского шельфа

Эта водная масса с характерной температурой воды от —0,5 до 2°C и соленостью от 32,5 до 32,8‰, как известно, поступает в район Берингова пролива с обоих концов от о. Св. Лаврентия (рис. 10). Это совсем не та водная масса, которую мы находим в центральной части Анадырского залива (ср. рис. 15) — она более холодная и менее соленая. Однако промежуточное положение гидрологических данных станции № 34 на *T, S*-диаграмме (рис. 15) позволяет предположить в качестве начальной гипотезы, что водная масса берингоморского шельфа также является смесью воды, поступающей из Берингова моря, с менее солеными, очень холодными водами, встречающимися обычно на севере шельфа Берингова моря. Образование этой водной массы при перемешивании воды Берингова моря дает в результате водную массу, весьма отличную от анадырской водной массы.

Анализ рис. 13 (наблюдения проводились в период с 1964 по 1966 г.) показывает, что очень холодная вода занимает большую, но довольно изолированную акваторию юго-западнее о. Св. Лаврентия, ее соленость колеблется от 31,5 до 32,5‰ (рис. 13, В). Оказалось, что эта вода по своим характеристикам близка к центральной анадырской водной массе; она была изучена по результатам данных съемки на «Нортуинде» в 1970 г., хотя, как было установлено позже, холодный центр проник дальше на северо-запад. На рис. 18 показано распределение холодных вод, но в другое время года, а именно в сентябре 1962 г., когда положение этой водной массы совпадает с водной массой, определенной по наблюдениям с «Ошоро-Мару». Эта особенность, а именно «Холодный центр» шельфа Берингова моря, еще в 1938 г. была описана Бёрнсом и Томпсоном (Barnes and Thompson, 1938).

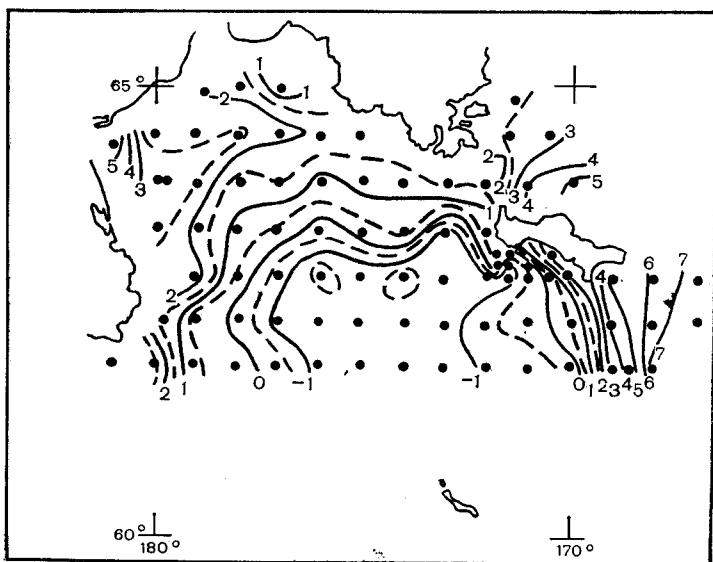


Рис. 18. Минимальная температура (в °С), наблюдавшаяся в водном столбе в период с 7 по 18 сентября 1962 г. (по данным ледокола «Нортуинд»).

Формирование холодных вод происходит в этом районе в зимнее время года под влиянием охлаждения и льдообразования. Верхний слой летней теплой воды с малой соленостью разрушается осенью как конвекцией, так и приливами.

На поверхности, где соленость примерно 32‰, зимой образуется лед толщиной 1—2 м, что обуславливает повышение солености воды до 33‰ и более (нарастание 2-метрового льда в водном столбе, соленость которого 32‰, а глубина 50 м, приводит к повышению солености до 33,1‰). Для этой водной массы характерно хорошее перемешивание от поверхности до дна, а содержание растворенного кислорода вначале близко к насыщению (см. ниже раздел «Сезонные изменения»). Эти холодные воды затем отделяются от поверхностного слоя, который в начале лета становится менее плотным. В этих районах, где отсутствует интенсивная горизонтальная циркуляция, водная масса, образовавшаяся зимой, устойчиво сохраняет свои специфические характеристики на протяжении всего лета.

Данные «Нортуинда» 1962 г. (эта съемка в Анадырском заливе считается наиболее полной) заслуживают более детального анализа. Данные группировались следующим образом: одна группа (а) включала все станции, где максимальная соленость была более 33‰, а температура выше 1,75°C, вторая группа (б) включала станции, на которых соленость не превышала 32,5‰, а минимальная температура не превышала -1°C.

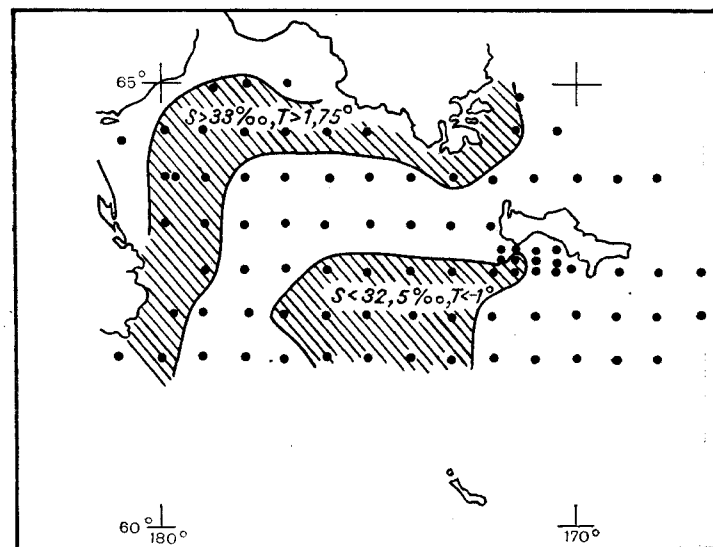


Рис. 19. Распределение станций в Анадырском заливе по группам (данные ледокола «Нортуинд», 1962 г.).

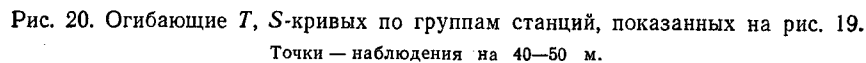
Распределение групп станций показано на рис. 19, а распределение температуры и солености приведено на рис. 20.

Первая группа отличается тем, что данные на этих станциях обнаруживают характеристики анадырской водной массы, а горизонтальное распределение этой водной массы в заливе такое же, как описано выше. Во вторую группу входят станции с очень холодной, менее соленой водой, которую мы относим к водной массе Анадырского залива. Эта водная масса равномерно распределяется холодным пятном.

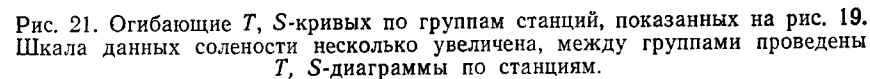
На рис. 20 мы находим также станции № 7 и 61. Эти станции показывают наличие вод берингоморского шельфа, для которых характерна несколько меньшая, чем для анадырской водной массы, температура и на 0,3‰ меньшая соленость.

Проанализированы все станции, расположенные между группами (а) и (б) (см. рис. 19). Наиболее репрезентативные показаны на рис. 21. Наиболее характерной особенностью всех промежуточных станций является крючкообразная форма T , S -кривых в глубоких слоях, т. е. для всей этой водной толщи характерно наличие промежуточного температурного минимума. На этом же уровне отмечается несколько меньшая, чем у дна, соленость. Такая T , S -диаграмма должна быть обусловлена и поддерживаться главным образом существующей слоистостью водной толщи и боковым перемешиванием.

Рассмотрим два соседних водных столба. Пусть оба они имеют одинаково теплые верхние слои с малой соленостью.



На рис. 22 схематически показано соответствующее распределение. Экспериментальными результатами возможного взаимодействия между водами на станциях *A* и *B* могут быть: 1) смесь водных масс в равных количествах на всех глубинах и 2) устойчивое расслоение, с увеличивающейся с глубиной



А теперь рассмотрим случай, где имеется как устойчивое расслоение, так и перемешивание. В результате слоистой структуры на самых больших глубинах будут преобладать теплые соленые воды, а на промежуточных глубинах основными становятся холодные и менее соленые воды. Перемешивание не

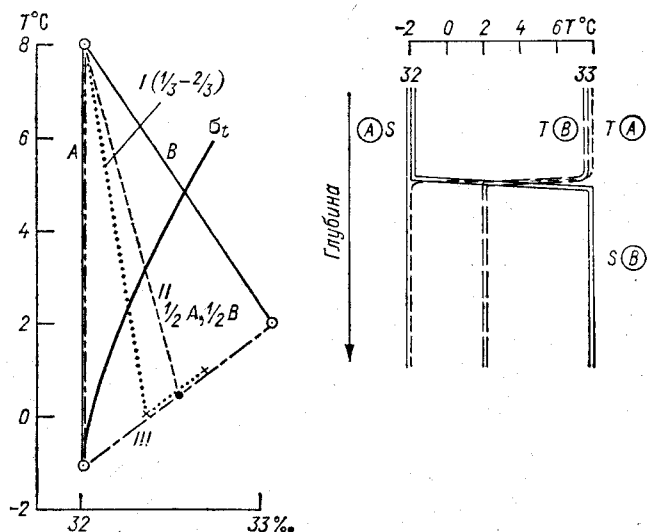


Рис. 22. Схематическая диаграмма образования слоев и бокового перемешивания.

I — стратификация и боковое перемешивание; II — боковое перемешивание; III — стратификация без перемешивания.

преминет сказаться на каждом слое и видоизменит слагающие его воды, приводя в соответствие с характеристиками преобладающей на тех или иных глубинах водной массы. Таким образом, один водный столб будет иметь донный слой, состоящий из смеси вод $1/3A$, $2/3B$, т. е. смесь, образующая донный слой, будет относительно теплой, соленой (и самой плотной). Над этим слоем расположится смесь вод из $2/3A$, $1/3B$, а это значит, относительно холодная и менее соленая (и менее плотная). Получившаяся T , S -кривая (рис. 22) хорошо согласуется с наблюдениями. Количество слоев и степень перемешивания вод меняются вниз по течению, т. е. результирующие столбы воды будут прогрессивно перемешиваться, а следовательно, будет уменьшаться крючкообразность в схеме распределения температуры и солености в T , S -плоскости. Аналогичным образом эти процессы меняются в направлении поперек потока, а T , S -кривые отражают преобладание той или иной основной («родительской») водной массы в зависимости от положения станции относительно них.

На рис. 21 показано такое изменение поперек потока для станций, расположенных на линиях между холодным участком и анадырской водной массой (сравните станции № 39, 38, 31 и 43, 42 и 35). Изменения вдоль потока (вниз) проявляются через постепенные изменения от первой группы ко второй и далее до станции № 51. Таким образом, можно согласиться, что

поток должен быть направлен к северу и востоку параллельно движению анадырской водной массы. Этот поток берет свое начало в юго-западной части Анадырского залива. Источник наиболее плотных вод — это анадырская водная масса, которая располагается у дна. Изменения этой воды незначительны, так как по соседству нет никакой другой воды эквивалентной плотности. В следующем слое имеются почти равные объемы воды с плотностями, меняющимися в тех же пределах, что и плотность обеих «родительских» водных масс. Таким образом, степень взаимодействия в них намного больше. В конце концов это приводит к исчезновению «крюка» на T , S -кривой (сравните переход от станции № 39 к № 51 и к № 7).

После прохождения через залив водные массы по всей толще становятся относительно изохалинными, но по своей солености они отличаются от анадырской водной массы (например, станция № 7). Мы отмечаем, что после того как воды проходят прол. Чирикова, ощущается заметное изменение режима перемешивания, уменьшается роль бокового перемешивания. Изменения от станции № 7 к № 61 свидетельствуют о наличии вертикального перемешивания, при этом боковое перемешивание не наблюдается, и, как мы уже отмечали выше, к северу от о. Св. Лаврентия боковое перемешивание теряет свое значение. Такой вывод подтверждается и согласуется с наклоном изопикнических поверхностей в этом районе. Южнее прол. Чирикова средний наклон изопикни относительно мал, обычно по соседству с водной массой берингоморского шельфа его величина $\sim 2 \cdot 10^{-4}$. В самом проливе и к северу от него наклон этих поверхностей увеличивается не менее, чем на два порядка, т. е. становится $\sim 5 \cdot 10^{-2}$. Там, где изопикнические поверхности близки к горизонтали, роль бокового перемешивания увеличивается по сравнению с вертикальным.

Пользуясь этими данными, можно выполнить количественную оценку бокового перемешивания методом Праудмэна (Proudman, 1973, с. 126).

Для стационарного бокового перемешивания

$$\frac{K_y}{U} = \frac{1}{8} \frac{(\delta y)^2}{\delta x},$$

где K_y — боковой турбулентный коэффициент; U — средний поток; δx — расстояние между частями линии потока; δy — расстояние поперек ядра T , S -поверхности по определению Праудмэна. Два поперечных разреза из станций № 34, 35, 42 и 17, 13, 42, по нашему мнению, довольно хорошо иллюстрируют распределение свойств водной массы на глубине 50 м. По данным этих станций K_y получается равным $0,5 \cdot 10^6$ см. Если бы U было 5 см/с, то K_y оказался бы равным $2,5 \cdot 10^6$ см²/с.

Как показано в работе (Okubo and Ozmidov, 1970), коэффициенты боковой турбулентности увеличиваются с увеличением

размера масштаба системы. Боковой масштаб в данном случае — порядка 100 км, для этого масштаба результаты Окубо и Озмидова дают $K_y = 1,2 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$. Эти выводы справедливы, если U лежит в пределах от 1 до 10 см/с.

Таким образом, все имеющиеся данные позволяют предположить, что существует общая антициклоническая циркуляция, которая следует вдоль изобат, окружающих холодное пятно. Анадырская водная масса задерживается вблизи сибирского побережья, а летом она *in toto* (полностью) проходит через прол. Чирикова. Водная масса берингоморского шельфа, по-видимому, разделяется вблизи этого пролива: одна часть проходит через пролив, а другая поворачивает к югу от о. Св. Лаврентия. Так, например, на рис. 21 станции № 73 и 74 оказываются ниже по течению от станции № 39.

По данным за сентябрь 1962 г. водная масса берингоморского шельфа не прослеживается у восточного берега о. Св. Лаврентия, хотя по летним данным она там всегда присутствует. Летом эти воды попадают в Берингов пролив, огибая о. Св. Лаврентия с обеих сторон. По-видимому, в начале сезона к югу от о. Св. Лаврентия скапливается большое количество вод берингоморского шельфа; часть этих вод, по всей вероятности, проникает в Анадырский залив так, как было описано выше. Однако, поскольку адвекция через участок, где консервативно сохраняется минимум (наблюдаемое «холодное пятно»), исключается, то циркуляция может быть только вокруг него. Перемешивание, в результате которого образуется водная масса берингоморского шельфа, может также захватить большую часть вод района, лежащего непосредственно к югу от острова.

Эти результаты разъясняют и происхождение холодного пятна. Общее распределение солёности в более глубоких слоях на шельфе (рис. 13 б) характеризуется наличием участка воды с малой солёностью, вытянутого в форме своеобразного языка между островами Св. Лаврентия и Св. Матвея; «язык» этот проходит вблизи о. Св. Матвея, с южной стороны антициклонического потока. Если эти воды перемешиваются с более теплыми, но более солёными водами из Берингова моря, то образующаяся смесь будет менее солёной, а следовательно, и менее плотной, чем воды в самом Беринговом море, но все же эти смешанные воды имеют большую плотность, чем все остальные воды, присутствующие на шельфе. Ледообразование в зимнее время и сопровождающая его вертикальная конвекция, развивающаяся в этом неглубоком районе, охватывая всю водную толщу (Ohtani, 1969), будут способствовать сохранению относительно более высоких значений солёности и удалению тепла из воды, в результате чего здесь устанавливается низкая температура воды. Летом донный слой изолирован от поверхности приповерхностным слоем скачка плотности, который препятствует интенсивной потере тепла, а поскольку адвекция здесь

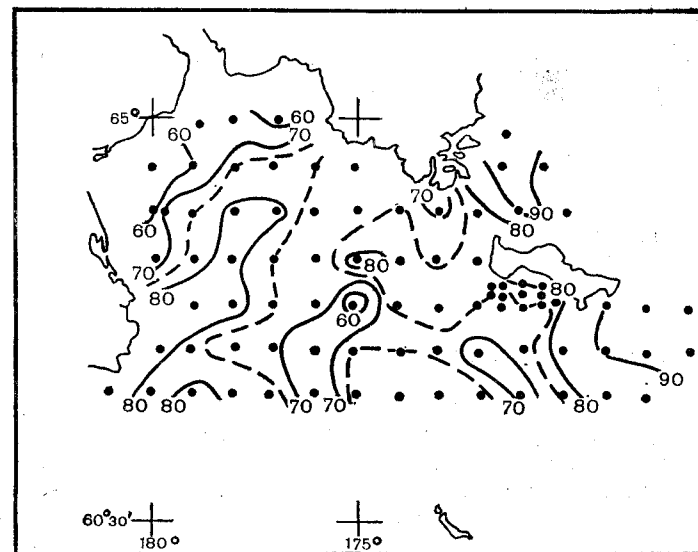


Рис. 23. Насыщение воды кислородом (в %) под слоем скачка плотности в Анадырском заливе (данные ледокола «Нортуинд», 1962 г.).

отсутствует, то все эти условия способствуют сохранению изолированного пятна холодной воды.

На рис. 23 показано насыщение более глубоких вод кислородом (в процентах) на основании наблюдений «Нортуинда» в 1962 г. Малые значения (примерно 70%) содержания кислорода совпадают с положением холодного пятна. Это совпадение еще раз подтверждает высказанную выше гипотезу. Малое содержание кислорода в северном и северо-западном секторах Анадырского залива также свидетельствует об относительно малом взаимодействии глубинных вод с анадырской водной массой, как было установлено выше. Интенсивность биологического потребления кислорода в районе холодного пятна может быть рассчитана при условии, что наши гипотезы верны. Зимняя вертикальная конвекция не только будет способствовать сохранению температуры, близкой к точке замерзания, но она также создает условия для аэрации вод. Эта конвекция прекращается примерно в начале апреля, к этому времени вода должна быть насыщена кислородом до концентрации около 8,4 мл/л. В сентябре 1962 г., через пять с половиной месяцев, эта величина уже была 5 мл/л, — это разрешает предположить, что эффективная скорость потребления кислорода будет 7—8 мл/(л·год).

Итак, мы проследили источники двух основных водных масс в районе Берингова пролива: это Анадырский залив и район к югу от о. Св. Лаврентия, где воды из Берингова моря перемешиваются и видоизменяются. Эти изменения и общие

особенности режима потока были описаны выше, однако имеющихся данных далеко не достаточно для объяснения всех особенностей течений и перемешивания. Например, подробная структура поля течений вблизи о. Св. Лаврентия, вероятно, очень сложна: есть основания полагать (по данным распределения донных отложений, Кнеbel, 1972), что средний поток вод весьма близко расположен к южному краю о. Св. Лаврентия и направлен на запад. Следует обратить внимание на то, что океанография этого интересного (с точки зрения рыбного промысла) района между островами Св. Лаврентия и Св. Матвея требует более интенсивных исследований.

Аляскинская прибрежная водная масса

Эта водная масса — самая теплая и наименее соленая в системе. Характеризующие T, S -кривые направлены от относительно холодной и соленой воды у дна в сторону более теплой и опресненной воды у поверхности; кривые эти довольно ровные, без каких-либо резких изгибов и переломов. Таким образом, мы можем сделать вывод, что эта водная масса летом образуется из холодных вод, соленость которых примерно 32‰, затем происходит ее опреснение за счет стока с берегов Аляски и обогрев в основном солнечной радиацией.

В 1960 г. экспедиция на судне «Браун-Бер» выполнила квазиномонометрическую съемку всего восточного сектора этого района. Температура и соленость были измерены на глубине 5 м от поверхности, что позволяет судить о распределении температуры и солености в поверхностном слое (рис. 24 а, б; Fleming and Heggart, 1966). Распределение солености ясно показывает прямую связь между аляскинской прибрежной водной массой и основным источником пресных вод в этом районе — р. Юкон. Малосоленые воды переносятся на север вдоль побережья, их соленость увеличивается по мере того, как соль диффундирует в сторону поверхности от более соленых глубинных слоев. Аналогичный процесс наблюдается вблизи зал. Коцебу; здесь пресную воду поставляют реки Кобук и Ноатак, и воды с малой соленостью переносятся на север вдоль побережья, мимо м. Хоп.

Те же самые особенности потока прослеживаются и по данным наблюдений с борта ледокола «Стейтн-Айленд» в 1968 г., хотя значения солености, измеренные этой экспедицией, были несколько выше (29‰ вблизи р. Юкон), а изохалина 31‰ проходит ближе к аляскинскому побережью, чем по данным 1960 г. Диапазон значений солености для каждого сезона всецело зависит от материкового стока, т. е. от количества пресных вод, смешивающихся с соленой «материнской» водой. Сток меняется от года к году. Так, в 1960 г. количество пресных вод, определяющих распределение водных масс во время экспедиции, было

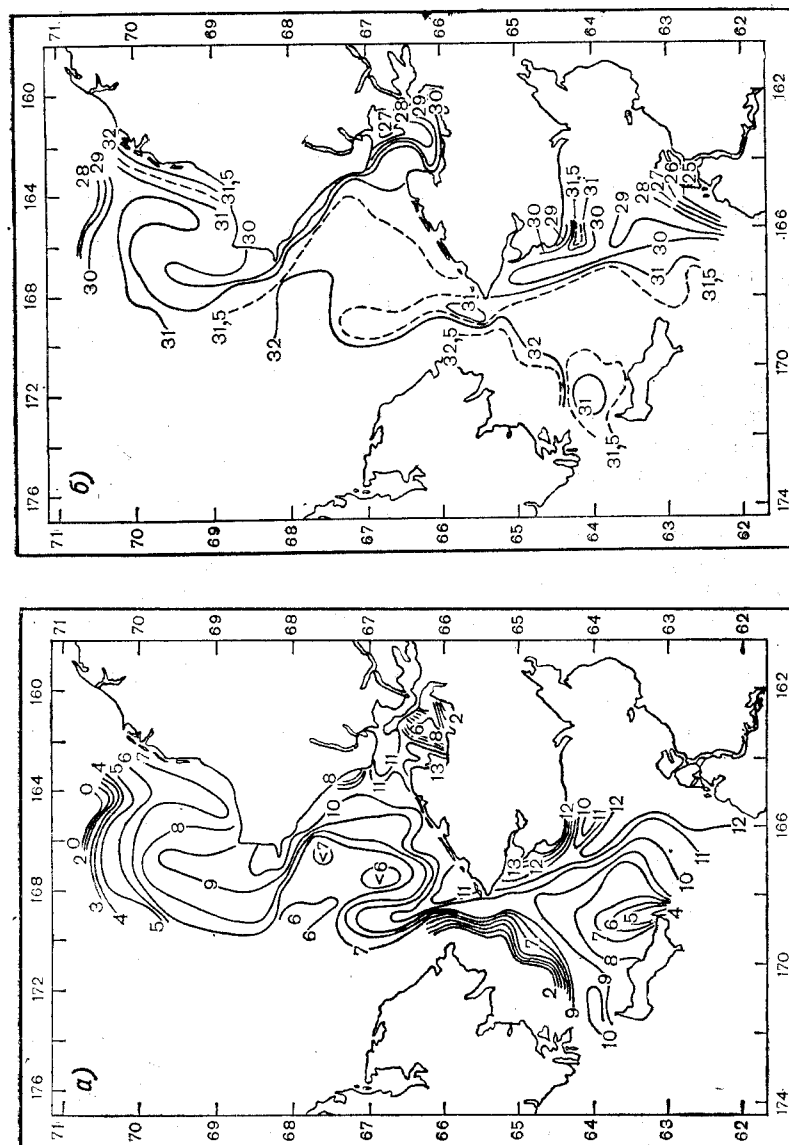


Рис. 24. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) (а) и солености (‰) (б) на глубине 5 м по данным экспедиций на «Браун-Бер» 26 июля — 28 августа 1960 г. (из работы Fleming and Heggart, 1966).

близким к среднему, а в 1968 г. их количество снизилось далеко за пределы нормы (см. ниже разделы «Ежегодные изменения» и «Многолетние колебания»).

На более глубоких уровнях в районе аляскинской прибрежной водной массы наблюдается довольно большой разброс значений солёности. На рис. 13 б показан градиент солёности в придонном слое поперек шельфа, причем солёность устойчиво уменьшается с приближением к побережью Аляски. Зимой здесь имеет место довольно интенсивное вертикальное перемешивание. В это время, как показал Отани (Ohtani, 1969), вертикальная конвекция достигает дна, а в северном секторе она доходит до уровня 30 м. В зимне-весенний период в Беринговом море еще не было выполнено ни одной подробной съемки, но в нашем распоряжении имеются отдельные данные из разных секторов этого района. На рис. 25 приведены графики распределения температуры и солёности по станциям, выполненным вблизи о. Св. Лаврентия в апреле 1969 г. (наблюдения со «Стейтн-Айленда»). Наблюдения, выполненные к востоку от о. Св. Лаврентия, т. е. ближе всего к берегу Аляски (станции № 41 и 43), дают самые большие значения солёности. Полученные данные не только показывают наличие бокового градиента солёности в зимние месяцы, но они также подтверждают наличие интенсивного перемешивания во всей водной толще в зимнее время при температуре, близкой к точке замерзания. Имеющиеся данные ясно указывают на развитую конвекцию, достигающую дна. Таким образом, для аляскинской прибрежной водной массы характерны довольно высокие значения солёности в донном слое (31—32‰), причем эти значения увеличиваются в западном направлении. Степень распреснения вод находится в прямой зависимости от количества пресных вод, иными словами — от близости берега.

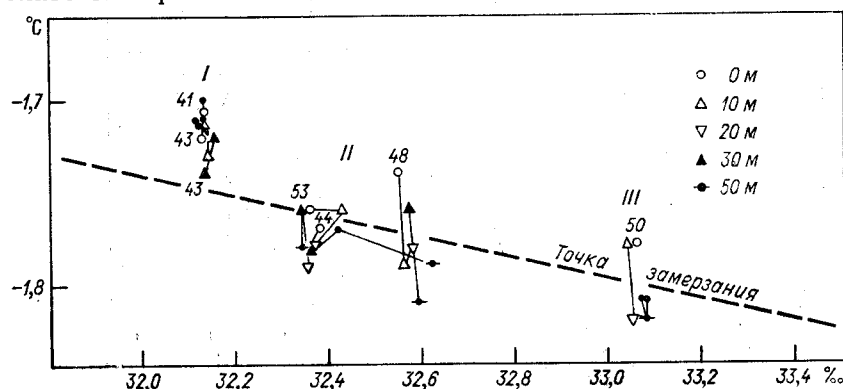


Рис. 25. T, S-диаграмма для станций к востоку (I), югу (II) и западу (III) от о. Св. Лаврентия, 15—17 апреля, экспедиция 1969 г. на ледоколе «Стейтн-Айленд».

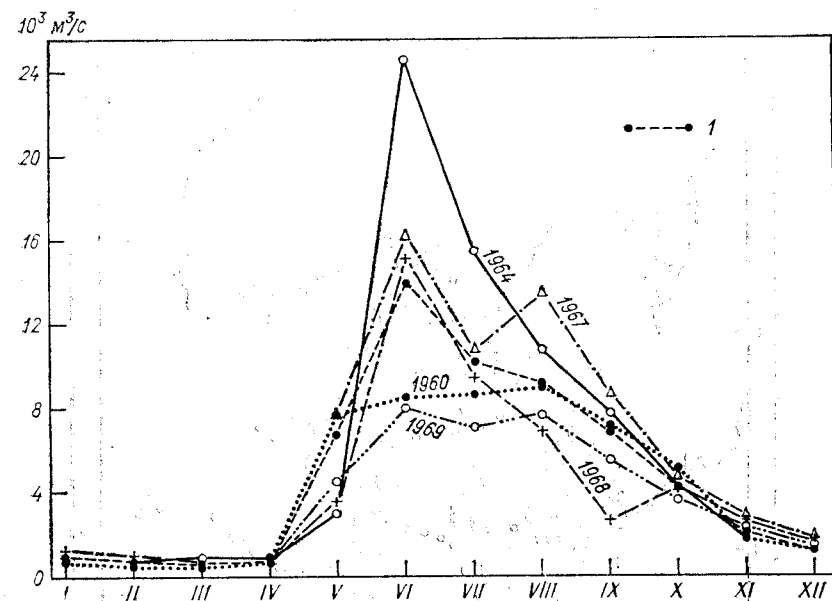


Рис. 26. Среднемесячный сток р. Юкон по данным водомерного поста в Руби (Аляска) за отдельные годы и 15-летние средние значения (I).

В высоких широтах материковый сток сильно меняется от сезона к сезону. На рис. 26 приведены значения среднемесячного стока р. Юкон (по измерениям в Руби в отдельные годы). Обычно сток увеличивается почти на порядок в период с апреля по июнь, а затем постепенно уменьшается, достигая минимальных значений зимой, так что в сентябре сток пресных вод может превышать $5 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$.

Довольно резкое добавление большого количества пресных вод создает хорошо развитый слой скачка плотности, который затем «подпитывается» за счет быстрого таяния льда в период с апреля по июнь. Слой скачка плотности летом заметно стабилизирует всю водную толщу, приводя к прекращению конвекции и созданию типичной для летних условий двухслойной системы. Степень создавшейся устойчивости непосредственно связана с количеством пресной воды, поступающей в систему, и близостью источника. На рис. 27 дается распределение максимальной устойчивости в 10-метровом слое за июль 1968 г. [рассчитано как $E = 10^{-3} (\Delta\sigma_t / \Delta z)$, Sverdrup et al., 1942, с. 117].

Распределение солёности на глубине такое же, как и в верхнем слое (рис. 24 б); наибольшая устойчивость связана с самыми малыми солёностями и наоборот. Максимальная устойчивость почти на всех станциях располагается на глубинах от

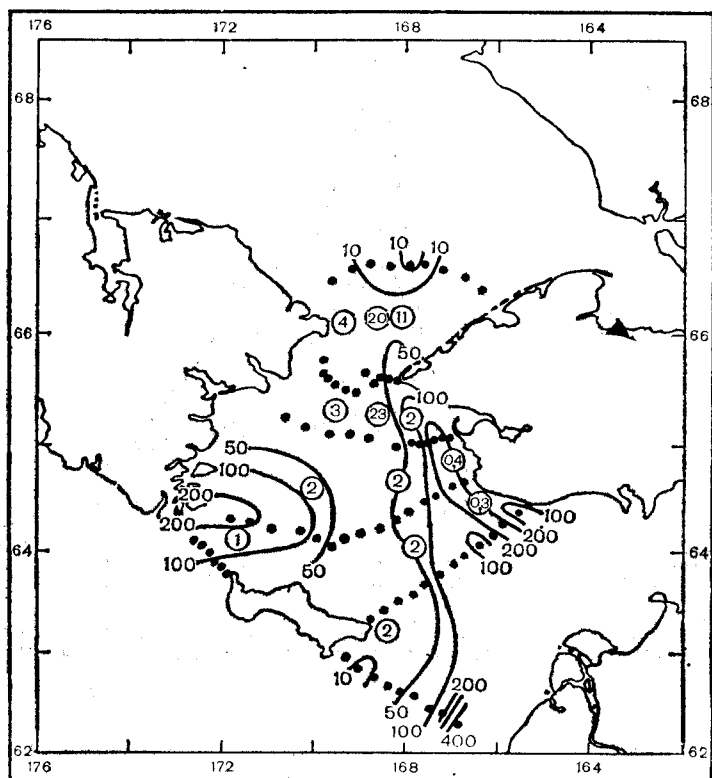


Рис. 27. Распределение максимальной устойчивости ($10^8 E$) в 10-метровом слое, данные ледокола «Стейтн-Айленд», экспедиция 1968 г. Цифры в кружочках — вертикальный коэффициент турбулентности K_v см²/с (см. главу 5).

10 до 15 м, т. е. максимальный перепад плотности находится в слоях между глубинами 5 и 15 или 10 и 20 м.

Была выявлена новая особенность режима солености, неизвестная ранее, а именно: кроме очень высокой устойчивости, связанной с пресноводным стоком с побережья Аляски, прослеживаемым на всем его протяжении от дельты Юкона до Берингова пролива, имеется еще один центр влияния пресных вод, который располагается в прол. Чирикова и к северу от него. Это можно объяснить источниками пресных вод в Анадырском заливе. Влияние этих источников обычно сказывается только вблизи берегов, и ни одна из американских экспедиций не могла их выявить. Однако севернее прол. Чирикова влияние пресных вод прослеживается даже на расстоянии 25 км к востоку от берега (см. рис. 24 б и 27). Пресноводный сток с берегов Сибири в этом районе гораздо меньше, чем с Аляски. Среднегодовой сток р. Анадырь равен 1660 м³/с, что составляет

$\frac{1}{4}$ стока р. Юкон (6220 м³/с). На сибирском побережье нет других больших рек, которые по величине стока могли бы сравниться, например, с аляскинской р. Кускоквим. Поэтому на сибирской стороне влияние гидрографии района Берингова пролива гораздо меньше и любые особенности, связанные с водной массой меньшей солености, наблюдаются только локально.

Распределение температуры в районе аляскинской прибрежной водной массы в середине лета тоже, по-видимому, связано с соленостью (рис. 24 а). Флеминг и Хеггартти (Fleming and Heggarty, 1966) установили общую обратную зависимость этих двух элементов, а именно: более теплые поверхностные воды обычно менее соленые; при этом было отмечено два исключения из этого правила — на севере, вблизи границы льдов, и еще на одном участке — у входа в зал. Нортон. Недалеко от берега, в районе Номы, в 1960 г. были обнаружены языки относительно соленой, но тем не менее теплой воды (рис. 24 а и б). Измерениями 1968 г. (экспедиция на ледоколе «Стейтн-Айленд») наличие теплых соленых вод у Номы не подтвердилось, хотя эти измерения проводились в том же самом районе, и, следовательно, это явление нельзя считать постоянным (общим).

Обратная корреляция между температурой и соленостью для верхнего слоя аляскинской прибрежной водной массы разрешает предположить связь с устойчивостью. Поэтому был построен график (рис. 28) зависимости температуры поверхностного слоя водной массы от максимальной устойчивости по данным ледокола «Стейтн-Айленд» 1968 г. Кривая $10^8 E = 3,9e^{0,42T}$ соответствует данным с коэффициентом корреляции $r=0,93$, за исключением станций, расположенных к северу от Берингова пролива (см. рис. 3, Е). При сравнении с данными экспедиции на «Браун-Бейр» 1960 г. видно, что:

1) экспоненциальная кривая с данными «Браун-Бейр» ($r=0,88$) по форме аналогична полученной кривой для «Стейтн-Айленда», поэтому можно считать, что это типичная особенность термического режима района для середины лета;

2) данные по устойчивости были в целом выше за 1960 г. и не было значений $10^8 E < 40$;

3) температура верхнего слоя за весь рассматриваемый период была примерно на 2°С выше, чем в 1968 г.

Отмеченные особенности хорошо согласуются с различиями в значениях материкового стока за эти два года, которые не могли не сказаться на водном режиме всего района (см. рис. 2 б). Станция Руби (Аляска), где измеряется поток р. Юкон, находится на расстоянии примерно 900 км от дельты. При скорости течения 50 см/с потребуются почти два месяца, чтобы достичь устья реки, хотя для воды, поступающей в низовья, потребуется меньше времени; еще какой-то период времени уйдет на то, чтобы эти воды разошлись в море. Таким образом, если мы берем данные Юконского измерительного

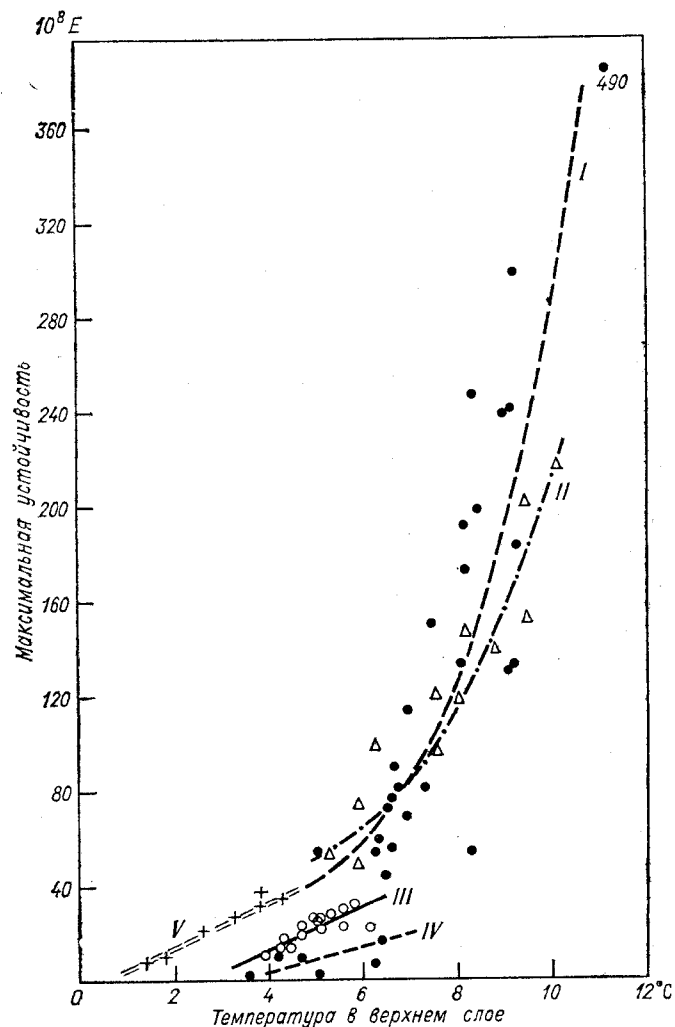


Рис. 28. График зависимости между температурой воды в верхнем слое (°C) и максимальной устойчивостью $10^8 E$, по данным «Стейтн-Айленд» за 1968 г.

Водные массы: I — аляскинская прибрежная (центральная) берингоморская; II — анадырская (вблизи прол. Чирикова); III — анадырская и берингоморская (в Беринговом проливе); IV — все воды к северу от Берингова пролива; V — берингоморская (у о. Св. Лаврентия).

поста как индекс влияния материкового стока, то требуется вводить некоторое временное запаздывание. Мы считаем, что это запаздывание составит один месяц. Данные ледокола «Стейтн-Айленд» 1968 г. относятся к середине июля, а данные «Браун Беар» 1960 г. — к концу июля; таким образом, соответствующий пресноводный индекс — это июньский сток. Сток за

июнь 1960 г. был близок к среднемуголетнему, а сток за июнь 1968 г. составил только половину от среднемуголетнего значения. Следовательно, сезонные изменения и изменения от года к году в температуре, солёности и устойчивости оказываются самым тесным образом связанными с наблюдаемыми изменениями пресноводного стока (этот вопрос также рассматривается в разделе «Межгодовые изменения»).

Теперь мы попытаемся объяснить наблюдаемый термический режим. В верхнем слое летом температура воды меняется на 10°C . Этот слой нагревается как за счет добавления к этому времени уже подогретых пресных речных вод, так и за счет радиационного нагревания. Последний источник дает на этих широтах примерно $3 \cdot 10^2$ кал в день в период с июня по август (Neumann and Pierson, 1966, с. 241). Если бы нагревание шло только за счет этих процессов, действующих в течение какого-то периода на поверхностный слой, то либо мы не могли бы установить никакой особой корреляции между температурой и устойчивостью (поскольку пресноводный сток будет иметь разные температуры), либо, если такая корреляция существует, то благодаря перемешиванию она будет стремиться стать линейной между холодной сильно соленой водой и теплой мало соленой.

Наблюдаемая же сильно коррелированная экспоненциальная зависимость подразумевает, что термический режим контролируется физическими процессами следующим образом: более глубокие слои в этом районе всегда более холодные (есть только незначительные локальные исключения к северу от Берингова пролива), они-то и выступают в качестве поглотителей тепла, которое «стекает» на глубину. Поток тепла между слоями можно записать как $\Delta Q/\Delta t = \rho C_p K_z (\Delta T/\Delta z)$ на единицу площади, где $\Delta Q/\Delta t$ — поток тепла, $\rho C_p \sim 1$ кал/(см³·°C), K_z — турбулентная теплопроводность, а $\Delta T/\Delta z$ — градиент температуры. Здесь следует отметить, что K_z — это обратная функция устойчивости (см. Proudman, 1953). Резкий излом корреляционной кривой (рис. 28, в 1968 г. при $10^8 E \sim 40$) соответствует разделению режима на две части. На участке с малой устойчивостью ($10^8 E < 40$) температура верхнего слоя воды контролируется интенсивностью потока тепла, направленного вниз, к более глубоким слоям: чем выше устойчивость, чем меньше K_z и больше поток тепла, тем больше нагревается верхний слой. Видно, что значения температуры и устойчивости связаны между собой линейно, но с различными угловыми коэффициентами и свободными членами, которые соответствуют примерно температуре нижнего слоя — у о. Св. Лаврентия эта температура примерно равна 0°C , а у Берингова пролива она становится примерно 2°C .

На участке с высокой устойчивостью ($10^8 E > 40$) потеря тепла с глубиной становится незначительной вследствие уменьшения коэффициента K_z , который играет весьма малую роль,

несмотря на большое отношение $\Delta T/\Delta z$. Степень нагревания регулируется в основном разностью температур между верхним слоем и атмосферой, т. е. в первом приближении верхний слой получает тепло со скоростью, пропорциональной разности температур, асимптотически приближающейся к верхнему пределу, обусловленному преобладающими климатическими условиями. Для этих процессов характерна обратная связь, так как более высокая температура имеет тенденцию увеличивать устойчивость. Мы отметим, что аналогичная зависимость прослеживается в анадырской водной массе вблизи прол. Чирикова (см. рис. 28), где высокие значения устойчивости обусловлены влиянием сибирского пресноводного стока. Эти физические механизмы, управляющие распределением температуры в летнее время в прибрежных водах, справедливы, безусловно, и для формирования водных масс на материковых шельфах, там, где осадки и пресноводный сток превышают испарение.

Подводя итог, мы можем сделать вывод, что аляскинская прибрежная водная масса образуется из относительно соленой и холодной воды, типичной для шельфа Берингова моря, которая сама является результатом распреснения более соленых вод, типичных для верхних слоев глубокой части Берингова моря. Степень распреснения меняется в зависимости от расстояния до берега таким образом, что соленость увеличивается с удалением от берега. Охлаждение вод происходит зимой, температура воды становится почти однородной по всему шельфу. Мощный слой скачка плотности образуется в конце весны, когда происходит резкое увеличение пресноводного стока (отмечается увеличение почти на порядок за 1—2 месяца); объем этих пресных вод вполне достаточен, чтобы уменьшить соленость верхнего слоя воды повсеместно в восточном секторе района.

Эти малосоленые воды образуют относительно тонкий (порядка 10 м), но обширный поверхностный слой, они переносятся вниз по течению, и их можно обнаружить далеко от источника. Аляскинская прибрежная водная масса прослеживается на расстоянии 100 км к северу от Берингова пролива, несмотря на то что источники этих пресных вод располагаются еще на 200 км южнее пролива. Можно поэтому допустить существование лишь очень медленной диффузии соли от нижележащих слоев к верхним.

Когда в начале лета устанавливается поверхностный слой, состоящий из малосоленых вод, температура его воды начинает расти. На тех участках, где разность солености верхних и нижних слоев остается небольшой, а устойчивость относительно низкой, температура воды у дна под влиянием потока тепла сверху начинает постепенно увеличиваться, при этом температура верхнего слоя остается относительно невысокой. Там, где разность солености, равно как и значения устойчивости, велики,

вертикальный поток тепла (и, вероятно, поток соли) подавляется, тепло может аккумулироваться в верхнем слое и температура этого слоя асимптотически растет, достигая своего климатического предела. Таким образом, температура верхнего слоя, образованного этой водной массой к середине лета, меняется в широких пределах (примерно 10°C).

Верхний слой разрушается в осенне-зимний период, поскольку, во-первых, резко уменьшается сток пресных вод с материка, который к ноябрю достигает средних для зимы значений и, таким образом, исчезает источник плавучести, который поддерживал двухслойный режим, а во-вторых, происходит охлаждение поверхностного слоя, который отдает тепло атмосфере; затем, когда начинается ледообразование, в верхнем слое происходит дальнейшее уменьшение количества пресных вод, расходуемых на образование льда. Лед покрывает весь шельф Берингова моря; зимняя граница льда доходит на юге до о-вов Прибылова (Lisitsyn, 1966).

Управляемый устойчивостью тепловой режим выведен нами для аляскинской прибрежной водной массы, но возможно, что подобный механизм имеет более широкое распространение и тесно связан с распределением морских льдов в этом районе. А именно, развитие чрезвычайно устойчивого поверхностного слоя эффективно способствует концентрации тепла у поверхности; таким образом, участки, соседствующие с источниками поступления пресных вод, становятся центрами разрушения льда весной. Без сомнения, особенности летнего распределения морских льдов в районах арктического шельфа в значительной степени зависят от адвекции таких стратифицированных прибрежных вод.

Разберем отдельно условия в зал. Нортон. Этот район никогда специально не изучался. Несколько далеко отстоящих одна от другой станций были выполнены судном «Нортленд» (Goodman et al., 1942). Флеминг и Хеггартти (Fleming and Heggarti, 1966) отмечали, что здесь имеет место тенденция к накоплению пресных вод, сбрасываемых в основном Юконом. По анализу данных дрейфа бутылок они сделали вывод, что циркуляция в заливе — циклоническая. Флеминг и Хеггартти также отмечали наличие относительно теплых и соленых вод у берегов в районе Номы. Они считают, что эти воды вытеснены из зал. Нортон (рис. 24). Измерения течений на горизонтах 5 и 20 м показывают преобладание западного потока.

По данным «Стейтн-Айленда» 1968 г. мы не смогли выявить теплые и более соленые воды в районе Номы. Во время работ «Стейтн-Айленда» в этом районе весь столб воды в северо-восточной части разреза (разрез А', рис. 3), часть вод которого, безусловно, вытекала из зал. Нортон, имел характеристики аляскинской прибрежной водной массы и ничем не отличался от прибрежных вод к югу от дельты Юкона (разрез А, рис. 3).

В июне 1969 г. разрез, сделанный ледоколом «Нортуинд» (Husby and Hufford, 1971), показал, что над каналом, который простирается на восток от зал. Нортон, глубина изохалины 31‰ на 5 м меньше, чем к западу от канала, но во всем остальном свойства воды и градиенты были типичными для аляскинской прибрежной водной массы.

Тот факт, что над подводным каналом на малых глубинах иногда отмечают наличие относительно плотных вод там, где поверхностный поток направлен вниз по каналу, заставляет вспомнить аналогичный режим над большим подводным каньоном Святая Анна в северной части Баренцева моря (Coashman and Barnes, 1962). Там каньон играет по всей вероятности динамическую роль подобно погруженному под воду эстуарию, из которого вытекают поверхностные воды, а поступающие более соленые глубинные воды затем поднимаются ближе к поверхности. Похожее явление может происходить изредка и над каналом мористее Номы, — только этим можно объяснить данные, полученные экспедицией на «Браун-Бер». Имеющиеся в нашем распоряжении сведения недостаточны для более убедительных заключений.

Мы считаем, что основная роль зал. Нортон — служить резервуаром для формирования аляскинской прибрежной водной массы. Он может иметь и второе значение — именно в этом заливе, по-видимому, создаются условия для образования местных аномалий свойств водных масс, но это еще следует подтвердить.

МНОГОЛЕТНИЕ ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Мы уже упоминали, что свойства водных масс испытывают достаточно регулярные сезонные изменения, рассмотрели довольно подробно годовые циклы температуры и солености аляскинской прибрежной водной массы. Кроме того, можно выделить некоторые межгодовые изменения.

Сезонные изменения

Основные сезонные изменения свойств водных масс связаны, во-первых, с большим количеством пресной воды, которая начинает поступать в мае — июне, затем ее количество несколько уменьшается, но все же пресная вода продолжает поступать в море практически до сентября, после чего речной сток резко уменьшается до самых малых зимних значений (см. рис. 26), и, во-вторых, с резким изменением количества эффективного тепла, идущего на нагревание (или охлаждение) верхних слоев воды. В районе Берингова пролива для радиационного баланса

характерна результирующая потеря тепла примерно с середины сентября до середины марта. Примерно с первого апреля по сентябрь баланс тепла таков, что он обеспечивает нагрев вод, который достигает максимума в июле (Маршунова, 1961; Fletcher, 1965).

Многочисленные и хорошего качества данные экспедиции на ледоколе «Стейтн-Айленд» 1969 г. (67 станций) позволяют нам проанализировать зимние условия, когда вся водная толща в этом районе характеризуется изотермией и изохалинностью. Рейс «Стейтн-Айленда» состоял из двух этапов. Первый продолжался с 14 февраля по 3 марта, за это время было выполнено 20 станций к востоку и северо-востоку от о. Св. Лаврентия; во время второго этапа экспедиции, с 5 по 21 апреля, было выполнено 47 станций к востоку, югу и западу от о. Св. Лаврентия. Кроме того, ледокол прошел на север через восточный канал Берингова пролива.

На рис. 29 показано распределение частоты отклонений температуры от точки замерзания при давлении 1 атм для наблюдаемой солености по всем измерениям. Нам кажется, что этот рисунок убедительно подтверждает сделанный ранее на основе физических соображений вывод о том, что вода на всех

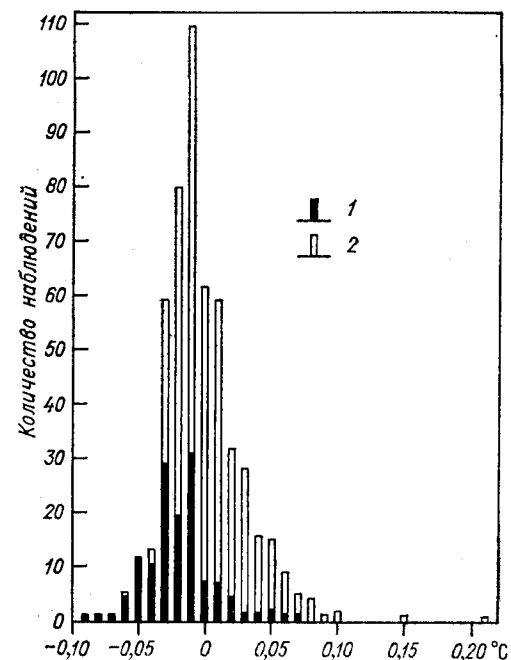


Рис. 29. Распределение повторяемости отклонений температуры от температуры замерзания воды в разгар зимы (14 февраля — 3 марта) (1) и в конце зимы (5—25 апреля) (2) по наблюдениям с ледокола «Стейтн-Айленд», 1969 г.

глубинах в зимнее время сохраняет температуру, близкую к точке замерзания.

Данные, приведенные на рис. 29, помогают лучше понять происходящие процессы. Результаты, полученные в процессе двух этапов экспедиции, четко делятся на две группы: для этапа, совпадающего с серединой зимы, характерно среднее отклонение от точки замерзания, равное $-0,02^{\circ}\text{C}$, а для этапа, совпадающего с концом зимы, это отклонение становится равным $0,005^{\circ}\text{C}$, — эти значения существенно различаются между собой на уровне $>99,9\%$. Кроме того, дисперсии этих двух групп различны: дисперсия данных первого этапа экспедиции меньше дисперсии данных, полученных во втором этапе экспедиции, на уровне значимости $>80\%$. Приборы, методы и наблюдатели были одни и те же в течение всей экспедиции (начальником отряда был Р. Б. Трипп). Температура измерялась тщательно откалиброванными опрокидывающимися термометрами, точность которых считается выше $\pm 0,015^{\circ}\text{C}$. Соленость измерялась солемером Биссетт—Бермана, откалиброванным по «копенгагенской воде», точность солемера выше $\pm 0,01\%$. Для расчета точки замерзания при давлении 1 атм использовалась зависимость Томпсона (Sverdrup et al., 1942, с. 66). Таким образом, водная толща в среднем в середине зимы немного переохлаждена относительно давления на поверхности, а в конце зимы температура воды в среднем равна точке замерзания.

Результаты измерений на 13 станциях, выполненных с борта ледокола «Нортуинд» в период с 15 марта по 4 апреля 1955 г. к востоку и северо-востоку от о. Св. Лаврентия, имеют распределение относительно точки замерзания, аналогичное полученному по данным «Стейтн-Айленд» на втором этапе экспедиции.

Полученные результаты интерпретируются следующим образом. В разгар зимы имеет место мощный поток тепла в атмосферу. Это тепло непрерывно забирается от воды, чему еще более способствует мощная вертикальная конвекция. Температура падает ниже точки замерзания из-за сильного охлаждения. Вода на глубине может не быть переохлажденной *in situ* из-за более высокого давления, но на отдельных участках встречаются переохлажденные воды у поверхности, и, поскольку переохлажденная вода метастабильна в присутствии льда (Lewis and Lake, 1971), можно сделать вывод, что замерзание происходит активно.

В конце зимы складываются следующие условия: а) поток тепла в атмосферу уменьшается (даже в отдельных случаях может начаться незначительное потепление), б) процесс замерзания значительно ослабляется и, наконец, в) лед и вода сосуществуют при равновесной температуре (точке замерзания). Меньшая дисперсия значений температуры в середине зимы разрешает предположить, что, когда идет процесс замерзания, диапазон изменения температуры более строго ограничен физи-

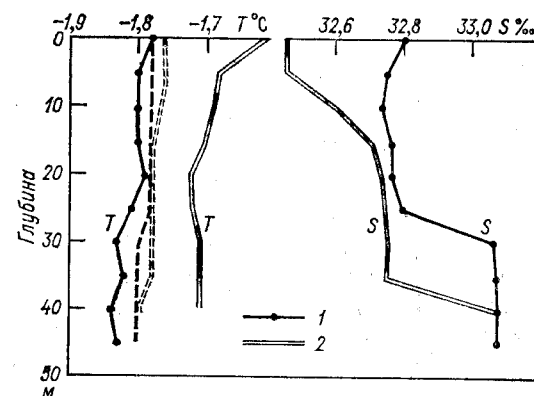


Рис. 30. Вертикальное распределение температуры (в $^{\circ}\text{C}$) и солености (в ‰) для двух станций в Беринговом проливе, апрель 1969 г. (по данным наблюдений с ледокола «Стейтн-Айленд»).

1 — станция № 58 (22 апреля, 15 км к западу от м. Принца Уэльского); 2 — станция № 65 (24 апреля, 11 км к западу от м. Принца Уэльского). Пунктирные линии — соответствующие точки замерзания при давлении 1 атм.

кой замерзания, а в конце зимы, когда замерзание не столь активно, более теплые воды (с температурой несколько выше точки замерзания) могут сохраняться в столбе воды, если поблизости нет льда (можно предположить, что конвекция недостаточна, чтобы привести к контакту воды со льдом).

Чтобы пролить свет на изменения температуры и солености во время сезонного цикла, были построены средние разрезы Берингова пролива за различные периоды: начало (5 июля — 7 августа) и конец (20 августа — 5 октября) лета (см. табл. 1). Данные необходимо усреднять, чтобы сгладить короткопериодные колебания и колебания от года к году. По другим сезонам года данных очень мало. Есть один достаточно детальный разрез за июнь 1969 г. (Husby and Hufford, 1971) и несколько станций из восточного канала Берингова пролива (измерения с ледокола «Стейтн-Айленд» в апреле 1969 г.). Был построен разрез по данным «Нортуинда» за 26 октября 1962 г. Хотя станции оказались не очень удачно расположены, изменения поперек пролива были незначительны, и полученные значения, по-видимому, репрезентативны для осени.

Две станции за апрель 1969 г. показаны на рис. 30, средние разрезы — на рис. 31 и осенний разрез — на рис. 32.

Вертикальное распределение солености в Беринговом проливе за апрель 1969 г. указывает на возникновение двухслойной структуры с хорошо выраженным слоем скачка солености (а следовательно, и плотности) на глубинах 37 и 27 м на расстоянии соответственно 11 и 15 км к западу от м. Принца Уэльского. Эта слоистая структура может быть обусловлена

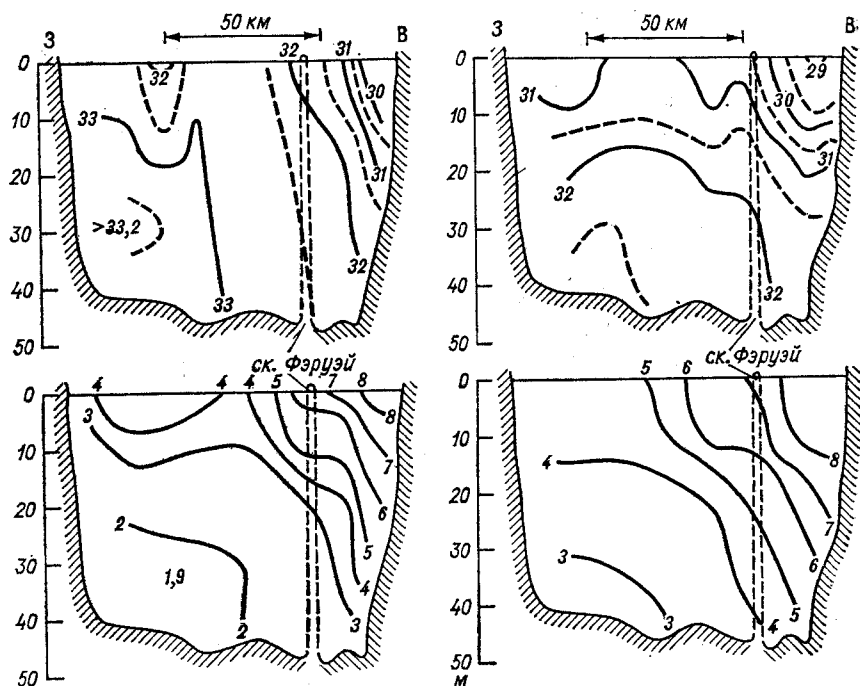


Рис. 31. Распределение средних значений солености (вверху) и температуры воды (внизу) в Беринговом проливе на начало лета (5 июля — 7 августа) (слева) и на конец лета (20 августа — 5 октября) (справа).

различными причинами. Во-первых, хотя в зимнее время в районе южнее пролива (вверх по течению) слоистая структура не прослеживается, здесь все же имеется общий градиент солености, который увеличивается к западу поперек района. На соседних участках располагаются воды с различными значениями солености, и, когда эти воды переносятся в район пролива, здесь могут создаваться условия для расслоения водной толщи. Таким образом, даже в зимнее время изохалины в Беринговом проливе будут изогнуты вверх на запад. Если бы ситуация не изменилась существенно в течение двух дней, т. е. между выполнением этих двух станций, то положение апрельской изохалины 33‰ было бы таким же, как и изохалины 31,6‰ в начале летнего периода (рис. 31, слева).

Во-вторых, к концу апреля 1969 г. речной сток с аляскинского побережья был уже настолько велик, что это не могло не сказаться на распределении солености в этом районе. Данные водомерного поста на р. Юкон показывают, что в 1969 г. существенное весеннее увеличение пресноводного стока началось в апреле. Кроме того, мы видим второй слой скачка солености

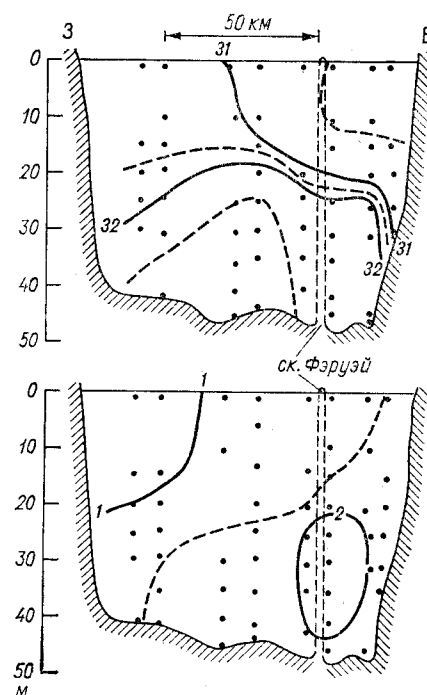


Рис. 32. Распределение солености (вверху) и температуры (внизу) в Беринговом проливе, 26 октября 1962 г. (измерения «Нортунда»).

на меньших глубинах на станции, ближе всего расположенной к Аляске, — это позволяет предположить, что происходит приток пресных вод, температура воды при этом примерно на 0,1°C превышает точку замерзания.

Мы не можем с полной уверенностью отстаивать тот или иной механизм, но мы считаем, что мелководный слой скачка солености скорее всего отражает начало весенних изменений свойств водной массы, а слой скачка солености, образующийся на большей глубине, — постоянное явление, т. е. результат преобразования бокового градиента солености южнее пролива в вертикальную слоистую структуру. Если это так, то со временем в системе будет накапливаться все больше и больше пресной воды. Это ясно видно при анализе разрезов средней солености (рис. 31), где изохалины с течением времени устойчиво смещаются на запад через пролив.

Сезонное изменение содержания пресных вод еще лучше подтверждает рис. 33, где показано положение изохалин 32 и 33‰ в различные моменты сезонного цикла. Для построения этих рисунков использовались данные всех экспедиций, которые

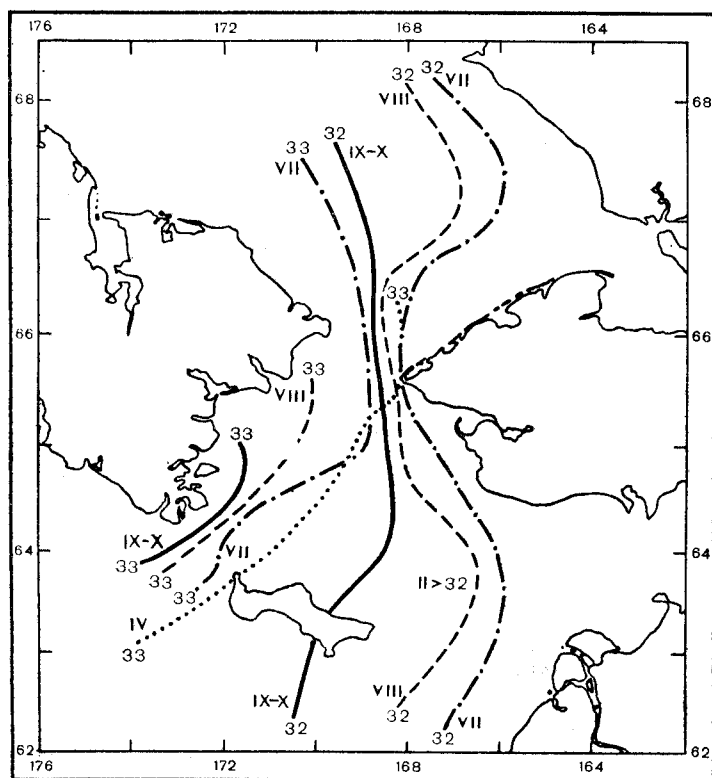


Рис. 33. Примерное положение изохалин 32 и 33‰ на глубинах в разные фазы сезонного цикла. Данные сглаженные.

охватывали съемкой большую часть района, затем данные сглаживались, чтобы подавить межгодовые и кратковременные вариации. Регулярное смещение изохалин на запад при переходе от лета к осени и их обратное смещение к востоку в конце зимы выявляется на этих рисунках весьма четко.

Таким образом, основное сезонное изменение предполагает накопление пресной воды, а следовательно, и уменьшение солености в летний период, когда речной сток достаточно большой. Осенью и зимой пресная вода «вымывается» из этого района.

Расчет порядка величин этих изменений может быть выполнен следующим образом. Для разреза через Берингов пролив эквивалентную площадь пресной воды определим так:

$$A = \frac{S_0 A^* - \int_0^{A^*} S dA}{S_0},$$

где S — соленость; A — площадь; S_0 — базисная соленость (примерно 33‰, ср. рис. 13 б); A^* — район, где $S < S_0$. Это эквивалентно расчетам Кетчума и Кина (Ketchum and Keen, 1955) и Тулли и Барбера (Tully and Barber, 1960). Поскольку средний поток в этом районе направлен к северу (см. главу 3 «Течения»), пресные воды, поступающие южнее пролива, выводятся из системы, составляя часть расхода Берингова пролива. Предположим, что эквивалентная площадь пресных вод, определенная в Беринговом проливе, сохраняется и в районе протяжением около 4° широты (450 км). Баланс пресных вод в системе без учета осадков можно выразить так:

Скорость накопления = Речной сток — Расход.

Расчеты производились для разрезов средней солености в начале и конце лета (рис. 31) по данным за июнь («Нортуинд», 1969 г.) и конец октября («Нортуинд», 1962 г., рис. 32). Кроме того, использовались данные за конец апреля, полученные во время экспедиции на ледоколе «Стейт-Айленд» в 1969 г.

Результаты приведены в табл. 3. Хотя приведенные в таблице значения нельзя считать точными, порядок значений расхода и пресноводного стока кажется нам приемлемым и позволяет сделать следующие выводы:

1) скорость накопления пресных вод увеличивается в начале лета вместе с ростом пресноводного стока и интенсификацией процессов таяния морского льда, достигающими максимума в июне/июле. Затем в конце лета скорость накопления пресных вод спадает, оставаясь все же положительной, и только осенью она меняет знак;

2) количество пресных вод в системе также меняется; максимум приходится на последний месяц лета. Но даже к концу октября система «хранит» еще много пресной воды. Для того чтобы «слить» всю накопившуюся пресную воду из системы, требуется еще примерно месяца два после того, как материковый сток резко падает (конец декабря — начало января);

3) данные о стоке р. Юкон по измерениям в Руби показывают, что этот сток составляет только 10—15% общего материкового стока (следует заметить, что Руби находится примерно на расстоянии 900 км от устья реки, где расход в 3 раза больше).

Аналогичная цикличность проявляется и в изменении температуры вод. Анализ средних разрезов (рис. 31) показал, что максимальная температура (более 8°C) устанавливается к концу июля, т. е. вскоре после того как отмечен максимум поступления пресных вод. Температура оставалась максимальной, т. е. близкой к 8°C, в течение всего оставшегося лета. Этот цикл графически изображен на рис. 34, который представляет собой запись измеренных значений температуры по данным Блума (Bloom, 1964). Видно, что температура

ТАБЛИЦА 3

Составляющие сезонного цикла пресноводного стока

	Площа- ди прес- ной во- ды, 10^3 м^2	Накоп- ленный объем ($L =$ $=450 \text{ км}$), 10^9 м^3	Дни	Скорость накоп- ления, $10^3 \text{ м}^3/\text{с}$	Расходы вод (а), $10^3 \text{ м}^3/\text{с}$
Апрель	6	2,7			
Июнь	50	22,5	55	4,2	14
Июль	146	65,7	30	16,7	49
Сентябрь	160	72	50	1,5	76
Октябрь	153	69	45	-1,0	78
			$T = 55$ (рассчитывается по балансу пресной воды, см. ниже)	$\left[-\frac{69}{T}\right]$	38
Зима	0	0			

Период	Скорость нако- пления	Рас- ход	Сток	р. Юкон ^(б) в Руби	Множи- тель ^(в)
	$10^3 \text{ м}^3/\text{с}$				
Апрель—июнь	4	14	18	2,5	7,2
Июнь—июль	17	49	66	10	6,6
Июль—сентябрь	2	76	78	10	7,8
Сентябрь—октябрь	-1	78	77	8	9,6
Октябрь—зима	$\left[-\frac{69}{T}\right]$	38	(3 · 7,8)	3	Средн. 7,8

(а) Площадь пресной воды × средняя скорость течения (50 см/с).

(б) Среднее за предшествующие 2 месяца (рис. 26).

(в) Множитель для приведения стока в Руби к полному стоку р. Юкон.

аляскинской прибрежной водной массы неуклонно растет, достигая максимума к концу июля; далее высокая температура сохраняется до конца сентября. Такой рост температуры и затем сохранение высоких ее значений объясняется физикой процесса потепления, который, как указывалось выше, устанавливает предел максимальной температуры.

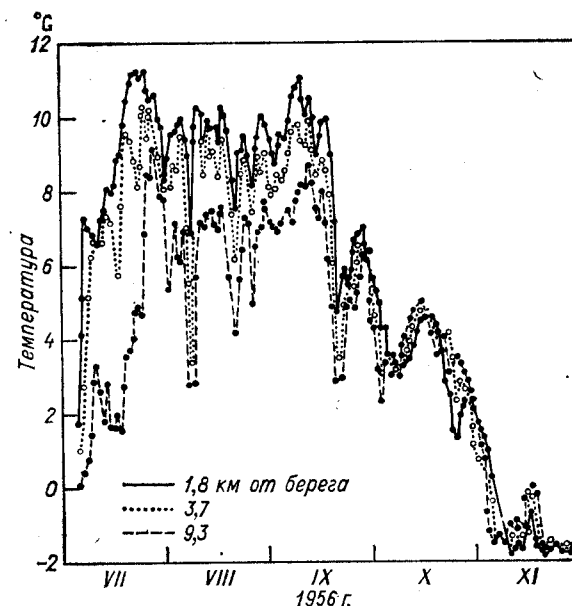


Рис. 34. Температура вблизи дна, измеренная на различных расстояниях к западу от м. Принца Уэльского (Аляска), июль—ноябрь 1956 г. (из работы Bloom, 1964).

Несмотря на то что максимальные значения температуры отмечаются в июле, суммарное теплосодержание системы продолжает увеличиваться даже в конце лета; более высокие (чем в летнее время) значения температуры в это время отмечаются в дальнем западном секторе пролива (по данным измерения в конце лета, рис. 31).

Федорова и Янкина (Fedorova and Jankina, 1964) опубликовали значения среднемесячной температуры по разрезу в Беринговом проливе, приведенные в табл. 4, куда включены также данные авторов. Значения, полученные авторами, очень хорошо согласуются с данными советских ученых для осенне-зимнего периода, а летние значения примерно на 1°C выше. Это можно объяснить тем, что наиболее теплые воды располагаются вдоль аляскинского побережья, советские же ученые измеряли температуру в восточной части разреза и с большой пространственной дискретностью, поэтому их данные могут быть несколько ниже (Янкина и Федорова не указывают источника своих данных).

Возможно и другое объяснение: можно предположить, что советские ученые проводили измерения температуры до 1960 г., поэтому заметное потепление 60-х годов (см. ниже) не нашло

в них отражения (основная часть данных авторов — после 1960 г.).

ТАБЛИЦА 4

Среднесуточная температура (°C), разрез Берингов пролив

	I	II	III	IV	V	VI
Федорова и Ян-кина	-1,8	-1,8	-1,8	-1,8	-1,5	0,2
Исследования авторов				-1,8		0,5
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Федорова и Ян-кина	2,1	3,4	4,0	1,8	-0,05	-1,8
Исследования авторов	3,3		4,8	1,5		

В заключение отметим, что сезонный цикл тепла в системе тесно связан (и аналогичен) с циклом накопления пресных вод (см. табл. 3). Температуры и солёности вод нарастают к июлю, затем они продолжают расти с несколько замедленным темпом и достигают максимальных значений в сентябре. Осеннее охлаждение, которое осуществляется через поверхность океана, обуславливает тот факт, что осенью более теплые воды располагаются на некоторой глубине (см. рис. 32). На некоторых участках ледообразование отмечается уже в начале октября, но повсеместное ледообразование начинается только после того, как все тепло уйдет из системы; этот процесс длится, по всей вероятности, в течение ноября или даже захватывает декабрь.

Межгодовые и многолетние изменения

Мы уже отмечали, что водные массы в районе Берингова пролива определяются «полосами солёности», но средняя солёность этих полос меняется от года к году (см. табл. 2). Согласно нашей гипотезе, материковый сток и количество пресной воды, поступающей в систему водных масс Берингова пролива, меняются весьма существенно от года к году (см. рис. 26). Поэтому степень распреснения, а следовательно, и диапазон изменения солёности водных масс меняются согласованно.

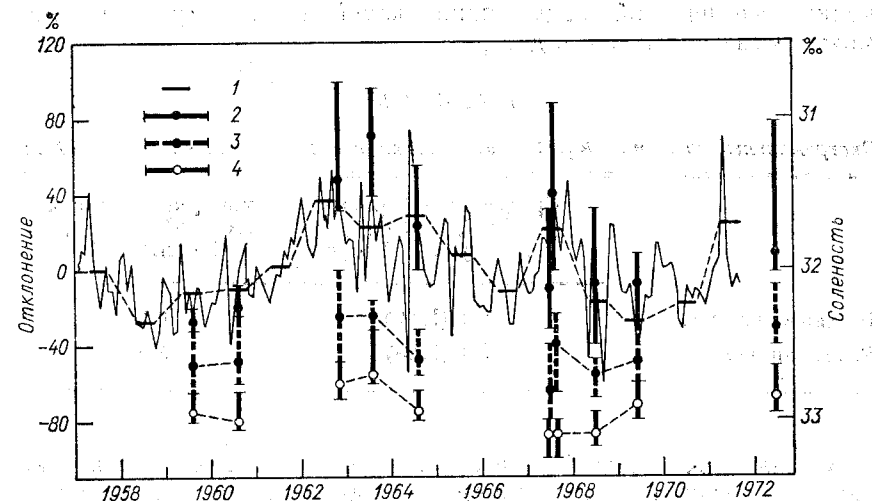


Рис. 35. Отклонения (в %) от среднемесячного стока р. Юкон в Руби по 15-летним месячным средним за 1957—1971 гг., а также средние амплитуды солёности вод по данным различных экспедиций 1959—1972 гг.

1 — отклонения от средних за 6 месяцев, когда наблюдается максимальный сток, с мая по октябрь. Водные массы: 2 — аляскинские прибрежные, 3 — беринговоморского шельфа, 4 — анадырские.

В подтверждение нашей гипотезы мы приводим на рис. 35 данные измерения расхода р. Юкон на водомерном посту в Руби, расчетные средние значения и диапазоны изменения солёности водных масс как функции времени. Хотя данные измерения расхода в Руби недостаточны, чтобы точно оценить суммарный приток материковых вод в систему, они являются хорошим показателем суммарного стока. Поэтому речной сток берется как отклонение от соответствующего среднемесячного. На рисунке приводятся также отклонения от средних за те 6 месяцев, когда наблюдается большой сток (с мая по октябрь).

Данные о солёности водных масс взяты с T, S -диаграмм для всех станций в Беринговом проливе и в непосредственной к нему близости. При таком представлении данных мы вводим некоторую долю субъективизма. Данные о состоянии водных масс в проливе по работам отдельных экспедиций, особенно экспедиций первых лет, далеко не полные, поэтому в некоторых случаях границы между водными массами весьма произвольны (ср. рис. 4—7). Довольно часто данными измерений мы пренебрегали, если глубина измерения не превышала 10 м.

Материковый сток с берегов Аляски меняется от года к году весьма заметно, период между большими и малыми значениями стока может меняться от года до четырех лет. Сравнение наблюдаемых экстремальных значений (табл. 5) показывает, что

количество пресной воды, попадающей в систему ежегодно, может меняться почти в два раза.

ТАБЛИЦА 5

Экстремальные значения материкового стока с берегов Аляски (1957—1971)

	Среднегодовой расход р. Юкон, водомерный пост Руби, $10^3 \text{ м}^3/\text{с}$	Суммарный годовой сток (Юкон $\times 8$), $10^3 \text{ км}^3/\text{год}$
Большие значения	6,5 (1962)	1,6
Малые значения	3,5 (1958)	0,9

Оказывается (рис. 35), что соленость водных масс в целом является отличным отражением материкового стока: в те годы, когда сток выше среднего, соленость была низкой (с 1962 по 1964 г.), а в период с 1959 по 1960 г. наблюдалась обратная картина. Наиболее интенсивные изменения прослеживаются в пределах аляскинской прибрежной водной массы (примерно 1‰). Для этой водной массы характерен и наиболее широкий диапазон изменений, так как именно эта водная масса самым прямым образом связана с материковым стоком и скорее всего подвергается его воздействию. Соленость водной массы беринговоморского шельфа и анадырской водной массы меняется меньше (0,3—0,4‰ между экстремумами), так как здесь влияние материкового стока не является прямым, — сначала пресные воды должны распространиться на большие акватории на шельфе и смешаться с более глубокими водами. Мы можем проверить, будут ли различия в объеме пресноводного стока достаточны, чтобы вызвать наблюдаемое изменение солености, следующим образом.

Район шельфа, где сказывается влияние пресноводного стока, выберем размерами 4° широты на 7° долготы; средняя глубина 50 м, а соленость воды в этом объеме полагаем равной 32,6‰. Значение стока, необходимое, чтобы уменьшить соленость в таком объеме на 0,5‰ за 4 месяца (с июня по сентябрь), будет $15 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$, т. е. примерно в 1,5 раза больше, чем средний сток р. Юкон в Руби в эти же месяцы. Поскольку в Руби наблюдается только 10—15% общего стока р. Юкон (табл. 3), а значение летнего стока может меняться в два раза (см. рис. 26), то мы имеем адекватное изменение количества поступающих вод, чтобы изменить соленость вод района, что мы и наблюдаем в действительности — при условии, что время пребывания воды на ограниченном нами участке шельфа примерно 30—45 дней. А из этого следует, что минимальный сред-

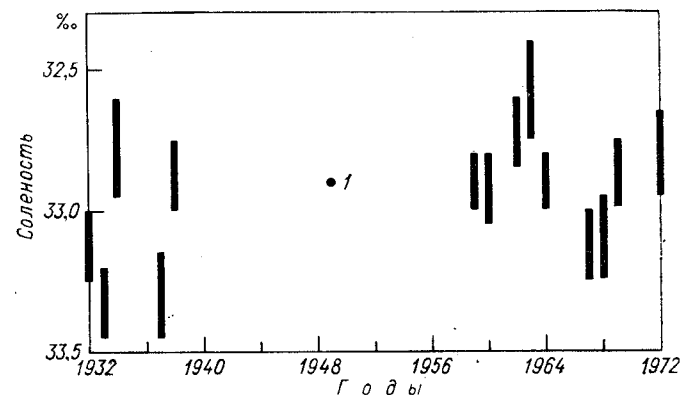


Рис. 36. Рассчитанный диапазон изменения солености анадырской водной массы за различные годы с 1932 по 1972 г.

1 — медианное значение.

ний поток будет 11—17 см/с, что, по-видимому, соответствует действительности (см. рис. 46, 47).

Максимальные значения солености в Беринговом проливе были зарегистрированы в 1932 и 1933 гг. (Ратманов, 1937а, б), когда соленость анадырской водной массы соответственно была 33—33,25 и 33,2—33,45‰. В 1934 г. соленость этой водной массы уменьшилась до 32,95‰. В 1937 г. соленость менялась от 33,15 до 33,45‰, а в 1938 г. — от 32,75 до 33‰ (экспедиция на «Нортленде», Goodman et al., 1942). За этот период данные о материковом стоке отсутствуют.

Данные только за два года из последнего десятилетия могут быть выбраны для сравнения изменений солености с теми, которые наблюдались в 30-е годы для анадырской водной массы: в 1967 г. 33—32,25‰ и в 1968 г. 32,95—33,15‰. Весьма возможно, что советские данные измерения солености в 1932 и 1935 гг. нельзя сравнивать с американскими. Данные за 1937 г. получены экспедицией Вашингтонского университета на судне «Нортленд» под руководством Т. Томпсона.

Эти зависимости приведены на рис. 36, на котором показаны рассчитанные изменения солености анадырской водной массы. Изменение солености в среднем на 0,2‰ на протяжении двух лет существенно на 5%-ном уровне значимости при использовании *t*-распределения Стьюдента. Мы делаем предварительный вывод, что за 30 лет соленость анадырской водной массы уменьшилась на 0,2‰, а на это общее уменьшение накладывались другие, кратковременные уменьшения.

Тенденции изменения температуры водных масс, пересекающих Берингов пролив, изучались путем планиметрирования подробных температурных разрезов с целью получения средних

значений. Средние значения температуры вместе с максимальными и минимальными наблюдаемыми значениями, а также значения направленного на север потока вод (в свердрупах) приведены в табл. 6.

ТАБЛИЦА 6

Значения температуры в середине лета и северный перенос вод через разрез в Беринговом проливе

Дата	Наблюденная температура, °C		Средняя температура, °C	Расход на север, Св
	макс.	мин.		
3—14/VIII 1932 г.	8,8	—0,3	2,59	
6—9/VIII 1933 г.	11,6	0	2,82	
31/VII—1/VIII 1934 г.	7,5	1,0	3,00	
5—6/VII 1937 г.	*	—0,2		
22—23/VIII 1938 г.	*	1,4		
2/VIII 1959 г.	*	2,4		
1—2/VIII 1960 г.	10,1	1,3	4,15	
7—8/VIII 1963 г.	*	2,6		
5—6/VIII 1964 г.	10,6	1,0	3,06	1,4
13—14/VII 1967 г.	7,6	2,0	3,51	2,0**
18—19/VII	9,3	1,7	4,54	—0,2
3—4/VIII	9,5	1,6	3,99	2,2
4—5/VIII	10,3	1,5	4,10	1,6
5—6/VIII	13,9	1,5	3,40	2,0
6—7/VIII	10,9	1,1	3,48	1,4
17—18/VII 1968 г.	8,8	2,2	4,35	1,5
24—25/VII 1972 г.	13,7	1,1	3,08	1,7

* Можно с уверенностью сказать, что самые теплые воды в проливе не были обнаружены.

** Экстраполированное значение (см. главу 3 «Течения»).

Можно выделить одну интересную особенность: воды, пересекающие Берингов пролив в середине лета, в последние годы были почти на 1°C теплее, чем в 30-е годы. На рис. 37 приведены средние значения температуры и сезонный цикл (табл. 4). При этом температуры, наблюдавшиеся в период с 1932 по 1934 г., существенно отличаются от более высоких температур, которые наблюдаются в этом районе начиная с 1960 г.

Весьма вероятно, что и здесь мы имеем дело с каким-то многолетним изменением, которое не могло не сказаться на условиях в районе Берингова пролива. Утверждать что-либо более определенное трудно, так как данных очень мало, а короткопериодные вариации слишком велики (см. данные за 1967 г. в табл. 6). Тем не менее мы можем говорить о тенденции: если

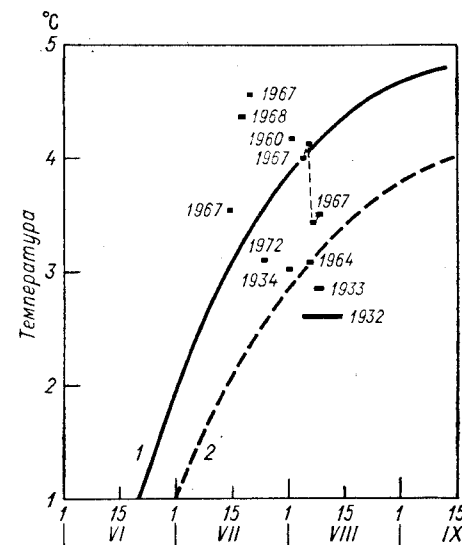


Рис. 37. Средняя температура в Беринговом проливе в июле и августе за разные годы. Кривыми показан сезонный ход температуры по данным за 1932—1972 гг. (см. табл. 4).

1 — данные США, 2 — данные СССР.

увеличивается приток пресных вод, то средние значения температуры становятся меньше. Так, годы 1964 и 1972 были аномальными, так как именно в эти годы материковый сток был намного выше среднего, а диапазон изменения солёности аляскинской прибрежной водной массы невелик (ср. рис. 6). В эти же годы средняя температура воды в проливе была самой низкой за весь период начиная с 1960 г. И наоборот, в 1960 и 1968 гг. поступление пресных вод было минимальным, а средние значения температуры по разрезу — одни из самых высоких за весь период наблюдения в этом районе. Мы обращаем внимание на то, что речь здесь идет не о корреляции температур как таковых, а о хорошей корреляции интегрированных значений (т. е. теплосодержания).

Такую корреляцию можно отнести за счет того, что распределенный поверхностный слой является своего рода изолятором. В те годы, когда материковый сток выше нормы, устойчивость больше, а это существенно уменьшает поток тепла, направленный вниз, к более глубоким слоям. Если теплосодержание верхнего слоя ограничено климатической температурой воздуха, то в результате меньше тепла поступает к системе и, следовательно, средняя температура меньше.

КОРОТКОПЕРИОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ

Существенные локальные изменения свойств воды могут быть весьма кратковременны, от одного-двух дней до 1—2 недель. Рассмотрим эти изменения.

Масштаб менее одних суток

Данных для оценки наиболее быстрых изменений очень мало: в нашем распоряжении были данные четырех океанографических станций продолжительностью один день [«Чилан», 1934, станция № 45, расположена южнее западного канала Берингова пролива, и три станции (рис. 3, станции 1XX, 2XX, 3XX) сделаны с борта ледокола «Стейтн-Айленд» в 1968 г.]. Измерения проводились каждые 2—5 ч.

На рис. 38 а и б приведены данные по температуре и солености, наблюдаемые на нулевом горизонте и на глубине 25 м. Эти горизонты выбраны как наиболее репрезентативные, отражающие изменения в поверхностном слое и на глубинах. Изменчивость на глубине гораздо меньше, чем у поверхности. Изменения в глубинном слое в течение суток обычно не превышают $0,3^{\circ}\text{C}$ и $0,05\text{‰}$ и, по-видимому, медленно колеблются то в большую, то в меньшую сторону. На станции 2XX видно уменьшение температуры на $0,5^{\circ}\text{C}$; соленость при этом не менялась. На станции 1XX отмечается единственное резкое изменение: увеличение температуры на $0,5^{\circ}\text{C}$ в период между 8 и 10 ч, а соответствующее изменение солености было незначительным. На всех этих станциях отмечались довольно быстрые течения со средней скоростью 20—60 см/с.

Мы объяснили это тем, что либо более глубокий слой исключительно однороден в пределах каждой водной массы [скорости течений показывают, что многие километры воды ежедневно проходили через каждую станцию ($24 \times 20 \text{ см/с} = 17 \text{ км}$) и, следовательно, незначительные изменения значений («дрейф») можно отнести за счет адвекции воды с низкими градиентами солености], либо поток в основном направлен вдоль изоплет.

Поперечные градиенты (от границы до границы каждой водной массы) довольно резкие (сравните T , S -кривые по соседним станциям, рис. 4—7). Например, станции № 57 и 58 (рис. 6) отстояли одна от другой всего на 5,5 км, однако на более глубоких горизонтах различие в температуре между этими двумя станциями составило целый градус. Поскольку положение границ водных масс со временем меняется, то они могут перемещаться через любую точку, вызывая при этом изменение, подобное тому, которое зафиксировано на станции 1XX.

В верхнем слое локальные изменения как температуры, так и солености достаточно велики (по данным авторов они достигают 3°C и $0,6\text{‰}$). Трудно выявить какую-либо определенную

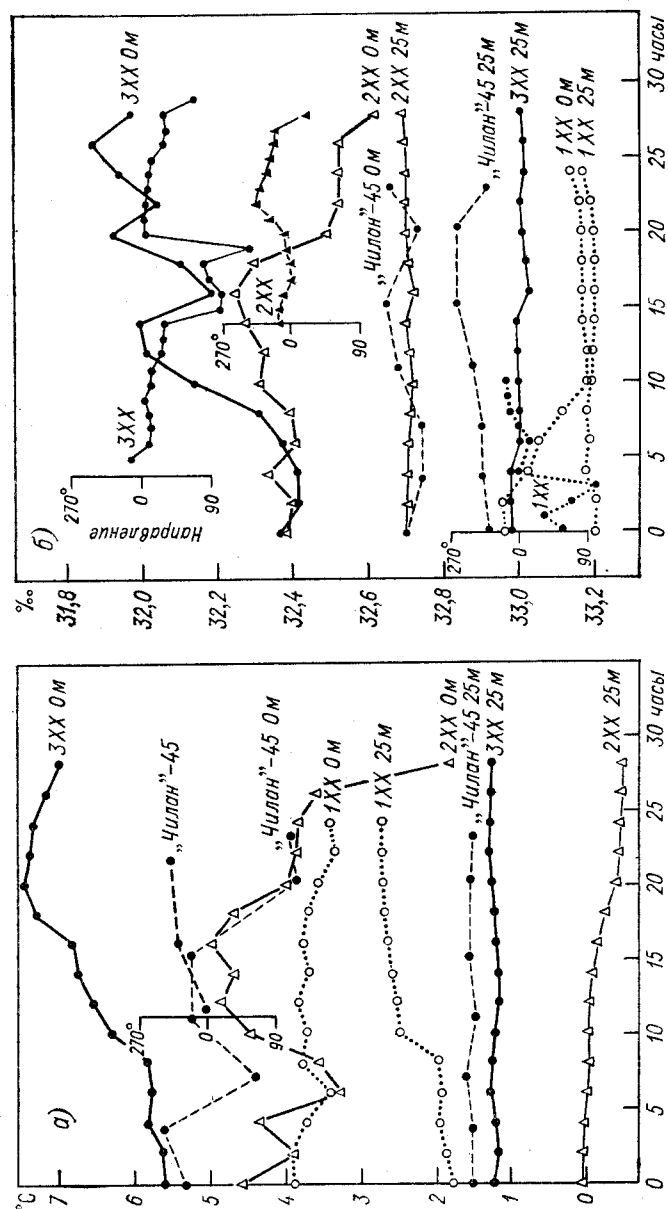


Рис. 38. Значения температуры (а) и солености (б), измеренные на горизонтах 0 и 25 м на 4 сутокных станциях (судно на якорю). На трех станциях одновременно измерялось направление течений.

систему в этих изменениях; совершенно ясно, что они неперiodичны в масштабе менее одного дня, а корреляции между температурой и соленостью неустойчивы. Иногда соленость и температура меняются в одном направлении, иногда в противоположном. Можно объяснить наблюдаемые условия следующим образом. Верхний слой как бы рассечен многочисленными чечевицеобразными озерцами, заполненными водой, которая по своим характеристикам отличается от окружающей воды; эти озерца (или линзы) передвигаются по системе. Таких линз должно быть много, и, таким образом, именно эти образования являются основной особенностью верхнего слоя системы, поскольку об их существовании свидетельствуют данные всех четырех станций. Измеренные направления течений, связанные с изменением свойств на каждой станции, также нанесены на рис. 38 а и б. Часто поток менял направление в промежутке между периодом максимальных и минимальных значений температуры и солености (для станций «Чилан»-45 и 2ХХ изменение направления составило 45°, а для станций 1ХХ и 3ХХ — около 90°). Однако те данные, которые имеются в нашем распоряжении, не позволяют нам дать какое-либо другое простое объяснение этих явлений, т. е. отнести их за счет каких-либо регулярных или симметричных вихревых образований. Представляется очевидным, что объяснение этих изменений перемещением чечевицеобразных озер (а не фронтальным движением между относительно однородными водными массами) через точку измерения является предпочтительным. Например, по нашей гипотезе, изменения температуры и солености будут регулярными в соответствии с корреляциями между температурой и соленостью.

Размер «озер» можно рассчитать. Например, станция 2ХХ показала изменение от высокой солености и низкой температуры около 6 ч к высокой температуре и низкой солености воды с экстремальным значением, падающим на 16 ч, затем произошла смена, вода стала более холодной и соленой. В это время средняя скорость была 40 см/с, а минимальная «полудлина озера» в направлении потока была 14 км. Результаты расчетов приведены в табл. 7.

По-видимому, характерный размер «озер» в верхнем слое колеблется от 10 до 30 км. Таким образом, мы делаем вывод, что для верхнего слоя вод характерны озерки (скопления) воды с различными значениями температуры и/или солености в несколько десятков километров в поперечнике. Эти «карманы» перемещаются по системе. Таким образом, резкие хорошо выраженные локальные изменения значений в приповерхностном слое с масштабом полсуток и менее можно считать типичными для середины лета, когда наблюдается большой диапазон изменения температуры и солености.

ТАБЛИЦА 7

Расчетные значения размеров «озер» в направлении потока

	Станция			
	«Чилан»-45	1ХХ	2ХХ	3ХХ *
Среднее время максимальной изменчивости, ч	6,5	8	10	4,5
Средняя скорость, см/с	22	9	40	47
Минимальная полудлина, км	5	3	14	8

* Только на основании солености.

Мы, безусловно, признаем, что наблюдения за температурой и соленостью только на одной или двух изолированных станциях могут дать результаты далеко не типичные, не подходящие для интерпретации средних условий. Если мы будем пользоваться результатами многочисленных станций по разрезу или на какой-то площади, во много раз превосходящей размеры «озерков», то выявленные изменения будут иметь тенденцию к исчезновению. Поэтому, несмотря на то что при интерпретации данных отдельных станций осторожность необходима, результаты, которые приведены в этой монографии, не должны сильно отличаться от действительности, поскольку мы использовали для своего анализа в основном те разрезы, вдоль которых были выполнены многочисленные станции на малом расстоянии одна от другой. Естественно, мы не можем представить истинно синоптическую картину распределения температуры в верхнем слое воды в исследуемом районе. Приведенные на рис. 24 а и б данные — это сглаженные результаты.

Изменения в масштабе более суток

Изменения свойств водных масс в масштабе нескольких дней можно проследить по данным НИС «Томпсон» 1967 г.: этим судном за одну неделю было выполнено четыре детальных разреза в Беринговом проливе (с малым расстоянием между станциями). Соответствующие данные по этим четырем разрезам, а также данные двух разрезов, выполненных на две и три недели раньше с борта ледокола «Нортунд» (13—14 и 18—19 июля), приведены в табл. 8, где представлены средние значения температуры, солености и расходов. Здесь же дается процент площади, занятой водами с тремя диапазонами изменения солености, приводятся максимальные и минимальные наблюдаемые значения солености и соответствующие им значения

температуры. Полосы одинаковой солености примерно совпадают с диапазонами изменения солености трех основных водных масс (ср. рис. 5).

ТАБЛИЦА 8

Разрез в Беринговом проливе, лето 1967 г.

Дата	Средние значения			Площадь, %			Наблюдаемые значения			
	$T^{\circ}\text{C}$	$S^{\circ}\text{‰}$	перенос, Cv	$32,8^{\circ}\text{‰}$	$32-32,8^{\circ}\text{‰}$	$< 32^{\circ}\text{‰}$	макс. $S^{\circ}\text{‰}$	соответст- вующая $T^{\circ}\text{C}$	мин. $S^{\circ}\text{‰}$	соответст- вующая $T^{\circ}\text{C}$
13—14/VII	3,51	32,77	2,0	65,5	27,5	7,0	33,23	2,46	30,92	7,07
18—19/VII	4,54	32,26	—0,2	42,3	31,2	26,5	33,18	2,33	29,36	9,37
3—4/VIII	3,99	32,53	2,3	60,8	30,4	8,8	33,25	1,98	27,66	9,52
4—5/VIII	4,10	32,52	1,6	60,6	30,4	9,0	33,23	1,77	27,52	10,30
5—6/VIII	3,40	32,62	2,0	62,0	30,5	7,5	33,13	1,71	27,34	10,29
6—7/VIII	3,48	32,50	1,4	62,9	25,8	11,3	32,22	1,65	26,71	10,93

Несмотря на то что мы выявили довольно большие кратко-периодные изменения в целом, самое большое изменение падает на период 18—19 июля, когда результирующий расход полностью изменил направление, т. е. вместо обычного северного потока мы наблюдали поток, направленный к югу. Поскольку южный поток в системе очень трудно выделить и измерить, а в литературе таких случаев приводится исключительно мало, то мы считаем, что это явление само по себе аномально и рассматриваем его в следующем разделе этой главы.

Когда воды в изучаемой системе переносятся в норму (в северном направлении) (расход более 1 Cv), суточные и недельные изменения температуры и солености меньше и они кажутся более регулярными. Основное изменение имеет сезонную тенденцию. Практически большие значения солености остаются почти без изменений, но прослеживается вполне определенное уменьшение наименьших наблюдаемых значений (минимум солености падает от $30,9^{\circ}\text{‰}$ 14 июля до $26,7^{\circ}\text{‰}$ 7 августа). Это отражает увеличение объема пресных вод в системе в течение лета, главным образом в районе аляскинской водной массы. Поскольку доля этой водной массы при нормальных условиях мала (по нашим данным всего 12%), то влияние ее на общую соленость незначительно. Кроме того, не наблюдается практически никаких изменений максимальной солености, что объясняется однородностью анадырской водной массы, соленость которой при перемещении вод к северу почти не меняется (ср. рис. 16).

Температуры также подвержены сезонному изменению. Минимальной солености (аляскинская прибрежная водная масса) соответствует температура $7-10,9^{\circ}\text{C}$, а максимальной солености (анадырские воды) — очень малое, но устойчивое уменьшение температуры (на $0,8^{\circ}\text{C}$). Мы уже говорили о нагревании аляскинской прибрежной водной массы (термическое плато образуется к середине лета). Причина охлаждения анадырских вод менее понятна. По-видимому, здесь сказывается более эффективное перемешивание вод из центральной части Анадырского залива, которое становится более интенсивным к концу лета. Уменьшение температуры — процесс довольно устойчивый, едва ли можно считать его случайным.

Некоторые наблюдаемые изменения явно связаны с изменениями в расходе вод. Например, судя по рис. 39 а, можно предположить, что площадь участка разреза, где соленость менее 32°‰ , меняется с изменением расхода; при этом, чем меньше северный перенос, тем большую роль играет аляскинская водная

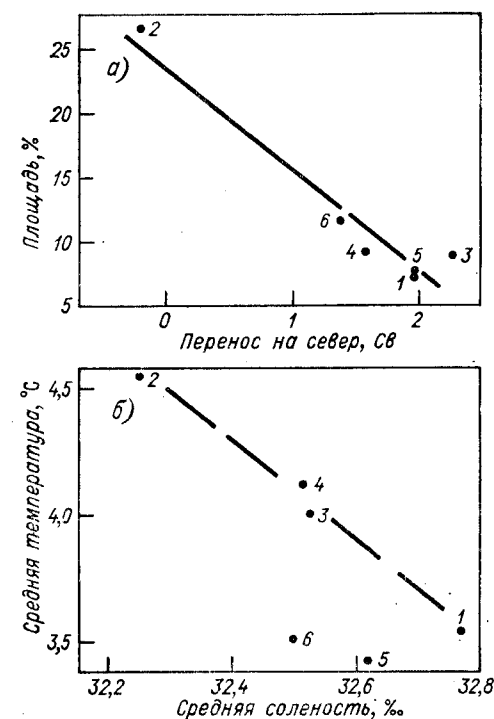


Рис. 39. Корреляция площади Берингова пролива (в %), которую занимает вода соленостью менее 32°‰ , с северным переносом вод (Cv) (а). Средние T, S -характеристики вод Берингова пролива по данным, полученным на 6 разрезах, выполненных 14 июля и 8 августа 1967 г. (б).

1) 14 июля, 2) 19—20 июля, 3) 3—4 августа, 4) 4—5 августа, 5) 6 августа, 6) 7—8 августа.

масса. Таким образом, границы водных масс как бы сменяются к западу, поперек пролива, как только поток к северу уменьшается. В одном случае, когда поток имел южное направление, не исключена возможность, что воды, характеристики которых похожи на характеристики аляскинской прибрежной воды, поступают из зал. Коцебу и, двигаясь далее вдоль берега на юго-запад, в сторону Шишмарева, попадают в пролив (см. главу «Чукотское море»).

В первую неделю августа характеристики одной или более водных масс меняются, о чем можно судить по рис. 39 б. Если бы главные водные массы оставались в основном без изменений (по температуре и солености), то их средние температура и соленость должны были бы лишь в очень малой степени отклоняться от линии, соединяющей средние значения температуры и солености каждой водной массы. Однако наблюдения в период с 5 по 7 августа показали, что средняя температура была аномально низкой (ниже примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$). Мы предполагаем, что средние солености не являются аномальными, но доказать это мы не можем. Можно надеяться, что количество каждой водной массы оставалось неизменным, если судить по изменениям солености (сравните с табл. 8). По мере увеличения температуры аляскинской прибрежной водной массы в этот период (см. табл. 8) уменьшение среднего должно быть вызвано уменьшением температуры двух других водных масс. Некоторое уменьшение температуры анадырской водной массы прослеживается по данным табл. 8, но оно недостаточно, чтобы объяснить общее падение температуры на $0,5^{\circ}\text{C}$. Следовательно, температура водной массы берингоморского шельфа должна уменьшиться на $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$. Нет смысла продолжать эти рассуждения, пользуясь имеющимися данными. Мы можем только рассматривать данный случай как отличную иллюстрацию существенных краткопериодных колебаний, типичных для этой системы.

АНОМАЛЬНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

19—20 июля 1967 г.

Сильные отклонения потока через Берингов пролив от основного северного курса, превышающие 1 Св,—редкое явление. Коучмен и Огорд (Coachman and Aagaard, 1966), анализируя наблюдения до 1964 г., сделали вывод, что южные течения иногда наблюдались локально в поверхностном слое и на глубинах в западном канале, но расход вод на юг никогда инструментально не фиксировался. Теперь в нашем распоряжении есть один случай, когда наблюдался результирующий южный перенос — именно такая ситуация имела место 18—19 июля 1967 г. За неделю до этого (14 июля) и через две недели после

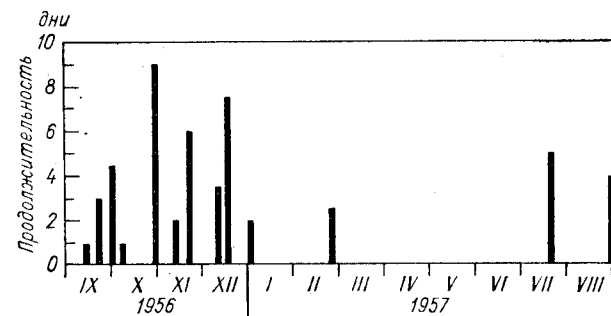


Рис. 40. Случай, когда в Беринговом проливе наблюдался южный поток и его продолжительность по геомагнитным измерениям в период с сентября 1956 г. по август 1957 г. (по данным Bloom, 1964).

(3 и 4 августа) перенос имел обычное северное направление и нормальные скорости. Более подробно особенности этого случая обсуждаются в главе 3.

Наиболее полную серию наблюдений за течениями в Беринговом проливе приводит Блум (Bloom, 1964). Неточности в самих наблюдениях (электрические кабели и акустические датчики) и отсутствие калибровки не позволяют нам использовать приводимые Блумом значения, чтобы рассчитать расход в проливе (сравните данные Coachman and Aagaard, 1966). Однако относительные изменения в данных указывают на периоды, когда поток полностью меняет направление. На рис. 40 приведены эти случаи и их продолжительность за период с сентября 1956 г. по август 1957 г. по данным Блума. Тринадцать раз за этот год поток менял свое направление; в основном такие резкие изменения происходили осенью. Продолжительность этого явления меняется от 1 до 9 дней, чаще всего 2—5 дней.

На рис. 41 и 42 приведены T, S -диаграммы по разрезам до начала и во время формирования южного потока в Беринговом проливе в июле 1967 г. 14 июля (рис. 41) распределение температуры и солености было обычным, в потоке можно легко выделить три основные водные массы [аналогичные условия наблюдались при выполнении разреза 3—4 августа (рис. 5), после того как поток имел южное направление]. Данные табл. 8 показывают, что отношение объемов водных масс анадырской к берингоморской и аляскинской прибрежной было нормальным, а именно 6:3:1. Во время южного потока (рис. 40) распределение водных масс существенно меняется. Анадырская водная масса по своим характеристикам остается неизменной, но ее можно было выделить на меньшем числе станций. Характер границы между водной массой берингоморского шельфа и аляскинской прибрежной изменился, и мы вместо нормального более или менее вертикального раздела между массами видим (по данным промежуточной станции № 61) переслоенность

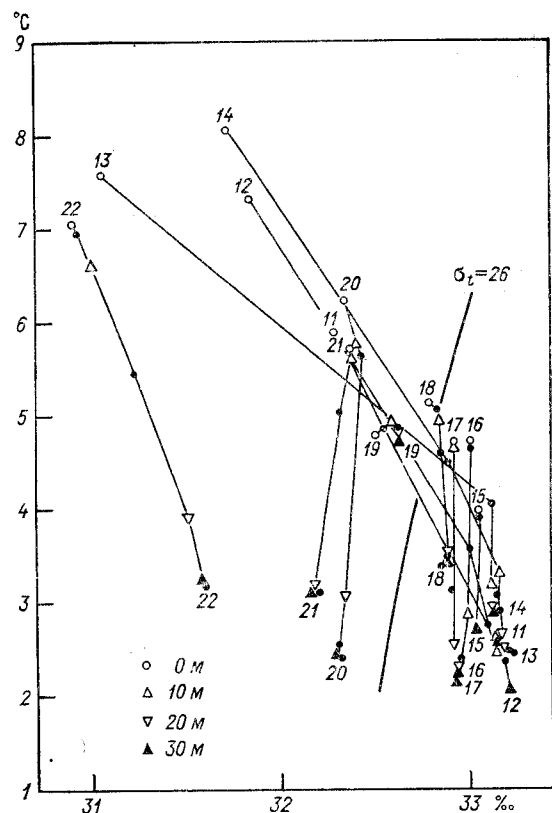


Рис. 41. T, S-диаграммы по данным разреза в Беринговом проливе, «Норт-уинд», 14 июля 1967 г. Номера станций по порядку с востока на запад с № 22 до № 11.

относительно холодных малосоленых вод аляскинской прибрежной водной массы и вод берингоморского шельфа. При этом необходимо отметить, что аляскинские прибрежные воды обнаруживались на большом числе станций.

Эти изменения нетрудно проследить в табл. 8. Видно, что отношение объемов указанных трех водных масс изменилось и стало 4:3:3 (различия между аляскинской прибрежной водной массой и берингоморской несколько затушевываются перемешиванием). На рис. 43 площади пресной воды (см. раздел «Сезонные изменения») нанесены для 6 разрезов 1967 г., а тенденция (табл. 3) к увеличению содержания пресной воды в это время года отмечена пунктирной линией. Однако 18 и 19 июля площадь пресной воды удвоилась, что на полпорядка больше, чем во время обычных короткопериодных изменений (сравните данные за 3—7 августа).

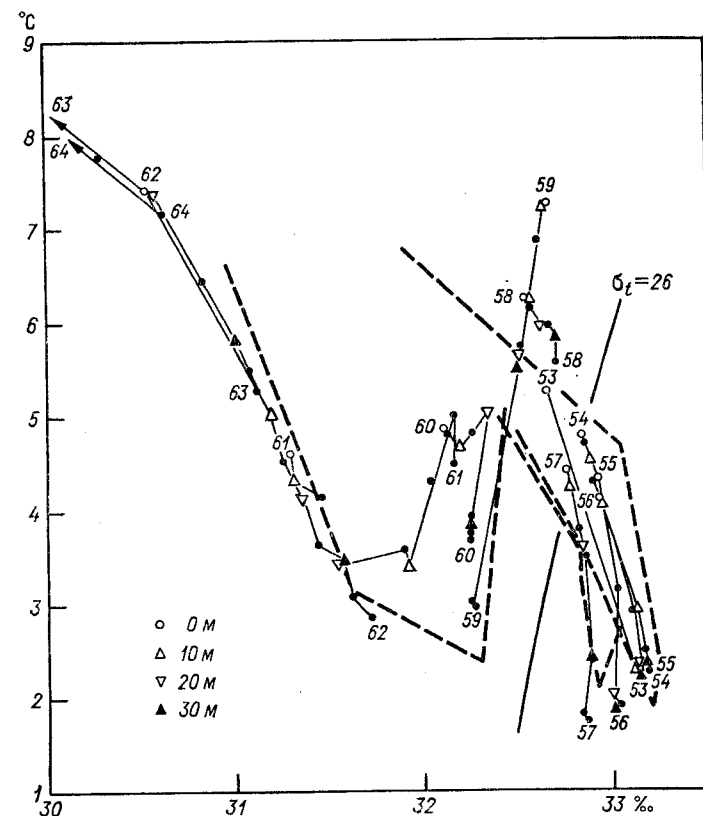


Рис. 42. T, S-диаграммы по данным разреза в Беринговом проливе, «Норт-уинд», 19—20 июля 1967 г. Номера станций по порядку с востока на запад с № 64 до № 53.

Огибающие — водные массы 14 июля.

Максимальные и минимальные значения температуры и солености при этом изменились незначительно. Средние значения на этом разрезе менялись в соответствии с различным соотношением водных масс, из которых образуется среднее. Средняя температура выросла на $0,5^{\circ}\text{C}$, а средняя соленость уменьшилась на $0,5\text{‰}$ (табл. 8).

Таким образом, явления, наблюдаемые во время этого необычного случая изменения направления потока в проливе, по-видимому, являются результатом «выборочного перекрытия системы». Даже при результирующем южном расходе вод все же имеется район вблизи м. Принца Уэльского, где сохраняется северный поток, хотя воды движутся гораздо медленнее, чем обычно (см. рис. 48 б). Там, где имеет место южный поток, воды, уже прошедшие через пролив, возвращаются обратно

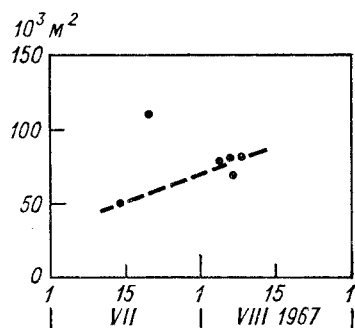


Рис. 43. «Площади пресной воды» на разрезе через Берингов пролив (по данным 6 разрезов, выполненных летом 1967 г.).

в район пролива. Эти воды в основном состоят из двух самых восточных водных масс. Происходит перераспределение водных масс и их более интенсивное перемешивание.

Мы повторяем, что нет данных о водах более северного происхождения (Чукотское море) в Беринговом проливе во время или после периода, когда имел место южный поток.

Однако предположения о наличии таких вод в северной части Берингова моря были высказаны ранее (Мейлах, 1958). Ратманов в 1933 г. наблюдал холодные, малосоленые воды сибирского происхождения вблизи м. Дежнева (Ратманов, 1937а). Эти воды в пролив не проникали.

Мы считаем, что, поскольку большое количество берингово-морских вод переносится при нормальных условиях на север и эти воды преобладают в южной части Чукотского моря (см. главу 4), то потребовались бы продолжительные периоды смены направления потока, чтобы вынести эти воды из системы на юг. Мы делаем вывод, что при существующих условиях воды Чукотского моря в больших количествах не проникают на юг Берингова пролива.

Нет никаких оснований полагать, что изменение направления потока имеет сколь-нибудь существенное влияние на водные массы и их свойства. При возобновлении нормального потока водные массы располагаются в проливе по-старому и приобретают свои обычные свойства.

Февраль 1968 г.

Мы считаем, что южный поток, наблюдавшийся с ледокола «Нортуинд» в феврале 1968 г. в прол. Чирикова и на севере Анадырского залива, можно рассматривать как аномальное явление.

На основании имеющихся данных можно сделать вывод, что в проливах Беринговом и Чирикова и летом, и зимой преобладает расход на север. Например, только таким образом можно

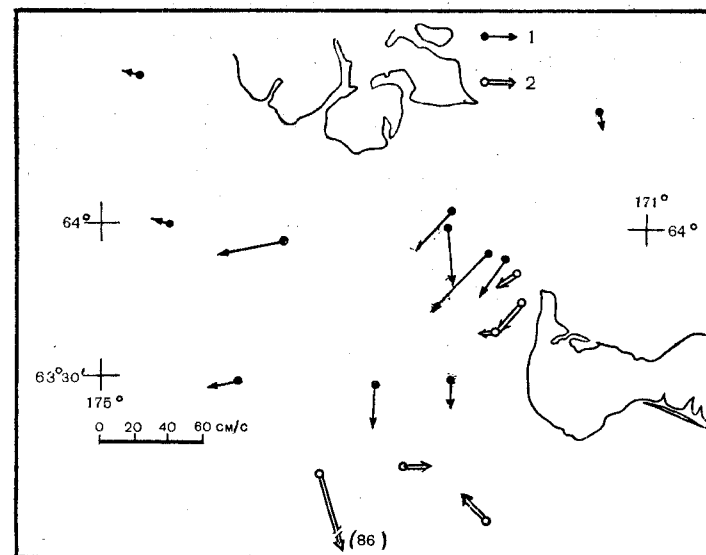


Рис. 44. Измерения течений вблизи прол. Чирикова на горизонте 30 м («Нортуинд», 2—19 февраля 1968 г.) (1) (по Husby, 1973) и по измерениям в слое 10—30 м («Стейн-Айленд», 16—18 апреля 1969 г.) (2).

объяснить наличие соленых анадырских вод в Беринговом проливе в течение всего года (ср. рис. 30, 33), так как эти анадырские воды не могли попасть в пролив из района восточнее о. Св. Лаврентия. О преобладании северного потока свидетельствуют и сведения местного населения: эскимосы на восточной оконечности о. Св. Лаврентия связывают северный поток с северным дрейфом морских льдов примерно в миле от берега. В районе этих льдов эскимосы охотятся на моржей. Изредка в прол. Чирикова отмечается дрейф льда к югу, — об этом свидетельствуют как эскимосы, так и те, кто занимался наблюдением за морским льдом в этом районе.

На рис. 44 приведены данные измерения течений на глубине 30 м с борта ледокола «Нортуинд» в феврале 1968 г. На этом же рисунке приведены 6 измерений, сделанных во время экспедиции на «Стейн-Айленде» в 1969 г. Так как измерения выполнялись примерно в одних и тех же точках к западу и юго-западу от о. Св. Лаврентия, то по результатам этих измерений мы видим, что в разные периоды времени схема циркуляции схожа: в восточном секторе прол. Чирикова ясно виден юго-западный поток; при этом не следует забывать, что все измерения течений в этом районе в летнее время дали поток, направленный на север. Таким образом, зимние измерения показывают, что приток анадырских вод в систему Берингова пролива иногда прерывается.

Некоторые особенности океанографических условий в Анадырском заливе во время измерений течений обобщены на рис. 45 (ср. рис. 19). Корреляции между значениями температуры и солености показывают, что анадырские воды в этот период имели соленость в пределах 32,75—33,00‰. Поскольку все воды достаточно однородны по вертикали, что типично для зимы, анадырские воды четко выделяются в районах, где вся вода имела соленость либо менее 32,75‰, либо более 33‰. Воды, соленость которых более 33‰,— это изолированная водная масса с большой соленостью, а следовательно, и высокой плотностью, из северной части залива. На рис. 45 мы видим, что эта вода занимала большую площадь мористее зал. Креста, чем в середине лета 1970 г. (ср. рис. 14 и 15); и наоборот, площадь, занимаемая этой водой в сентябре 1962 г., была еще меньше (см. рис. 19). На основании этих данных мы можем говорить о сезонном цикле, когда более плотные воды обновляются зимой, а затем в летний период объем этих вод постепенно уменьшается. Несмотря на то что анализ водных масс не показал сильного взаимодействия между анадырской водой и этой плотной водой в летнее время, такое взаимодействие, без сомнения, существует и может быть наиболее интенсивным в зимние месяцы. В феврале 1968 г. плотные воды занимали часть водного столба на станции к югу от

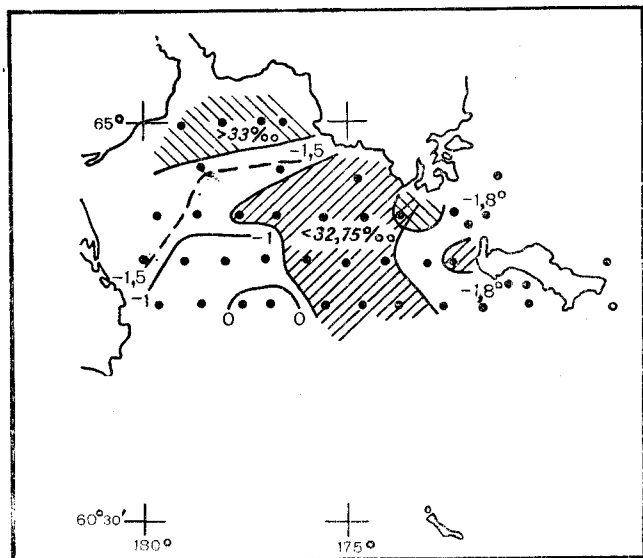


Рис. 45. Гидрологические условия в Анадырском заливе, 2—19 февраля 1968 г. («Нортуинд»). На заштрихованных участках соленость воды была от поверхности до дна больше 33‰ или меньше 32,75‰; изотермы показывали максимальную в водном столбе температуру, где соленость больше 32,75‰ и меньше 33,0‰.

Чукотского мыса (рис. 45), но на соседних станциях эта вода не обнаруживалась, что разрешает предположить наличие промежуточного восточного потока.

Воды, соленость которых менее 32,75‰, предшествуют появлению холодного пятна. Обычно это холодное пятно занимает более центральное положение в заливе, его отделяет от берегов Сибири анадырская водная масса, но в феврале 1968 г. оно продвинулось дальше на север и плотно блокировало перенос анадырских вод на восток. Однако, как обычно, эти воды поступили в залив с юга, что видно по положению изотерм максимальной температуры.

Воды северо-восточнее прол. Чирикова имели соленость, схожую с соленостью анадырской водной массы, а температура была близка к точке замерзания, т. е. к нормальной для этой водной массы зимой вблизи Берингова пролива температуре. Продолжение этой водной массы прослеживается южнее прол. Чирикова в районе к югу от о. Св. Лаврентия.

Мы интерпретируем эти наблюдения следующим образом: это не что иное, как результат временного изменения направления основного северного потока. При этом воды холодного пятна распространялись на запад и на север, а анадырские воды переносились из района между о. Св. Лаврентия и Беринговым проливом, где они охладились до температуры замерзания, а затем двигались к югу через прол. Чирикова и на юг от о. Св. Лаврентия. Те, кто знаком с изменениями ледовых условий, знают, что аномальный южный поток зимой не является крайне редким явлением. Попеременная смена направления потока обуславливает проникновение сильно соленых анадырских вод в район к югу от о. Св. Лаврентия и тем самым способствует формированию водной массы берингоморского шельфа.

При интерпретации движения водных масс по наблюдениям за дрейфом льда следует быть весьма осторожным и не забывать, что иногда ветер может гнать лед в направлении, противоположном движению поверхностных вод, и наоборот, поверхностный слой вод может двигаться в направлении, противоположном основному потоку (сравните разрезы через Берингов пролив, рис. 48).

ТЕЧЕНИЯ

ОБЩЕЕ ПОЛЕ ПОТОКА

Более подробное представление о режиме потока через район Берингова пролива можно составить на основании региональных квазисиноптических съемок, в программу которых входило и измерение течений. Три съемки охватили большие участки района: в 1960 г. экспедиция на судне «Браун-Бейр» выполнила съемку в восточном секторе района (к востоку от 170° з. д.), от о. Св. Лаврентия примерно до 71° с. ш.; в 1968 г. экспедиция на ледоколе «Стейтн-Айленд» выполнила широтные (с востока на запад) разрезы в районе от о. Св. Лаврентия до северного сектора Берингова пролива (не доходя примерно 22 км до берегов Сибири); в 1972 г. экспедиция на судне «Ошоро-Мару» выполняла разрезы в Беринговом проливе и в Чукотском море от м. Лисберн до берегов Сибири и от западного берега о. Геральд до м. Барроу.

Все станции выполнялись, когда судно было на якоре. Измерения течений делались с помощью палубного регистратора течений. На каждую станцию уходило менее часа. На рис. 46 приведены векторы течений по измерениям 1960 г. на глубине 5 и 20 м, а на рис. 47 — средние значения скоростей течений в слоях 0—10, 10—30 и 30 м — придонный слой по измерениям 1968 г. (результаты экспедиции на «Ошоро-Мару» см. в главе 4).

Чтобы составить более полное представление о поле потока по этим данным, необходимо рассмотреть изменчивость течений во времени. Флеминг и Хеггартти показали на основании результатов «Браун-Бейр» 1959 г., что приливные течения не играют существенной роли на большей части площади района и что течения на каждой отдельной станции были относительно устой-

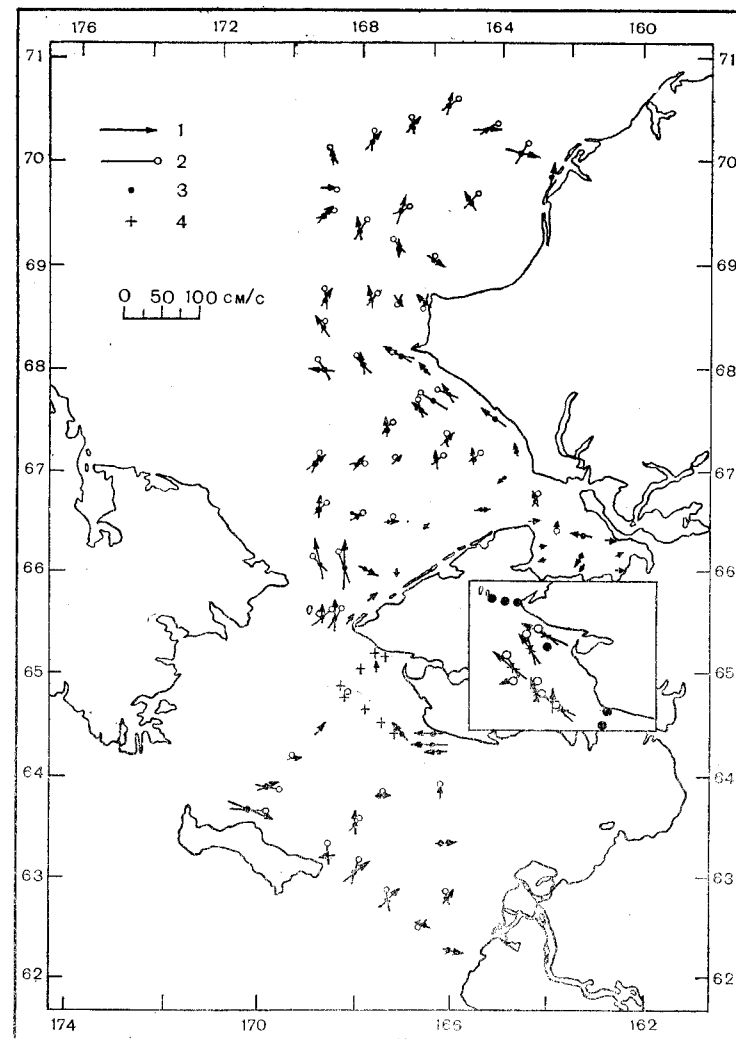


Рис. 46. Течения, измеренные на горизонтах 5 и 20 м. Экспедиция на «Браун-Бейр», 26 июля—28 августа 1960 г. (Fleming and Heggartti, 1966).

1 — направление потока на глубине 5 м; 2 — на глубине 20 м; 3 — станции с № 1 по № 98; 4 — станции с № 138 по № 148.

чивы как по скорости, так и по направлению. Ранее мы уже писали (1966), что в Беринговом проливе короткопериодные изменения направления невелики. Была отмечена периодичность этих изменений в 12—13 ч. Измерения течений в северной части Берингова пролива в течение четырех суток в марте 1968 г. показали существенные колебания, обусловленные суточной

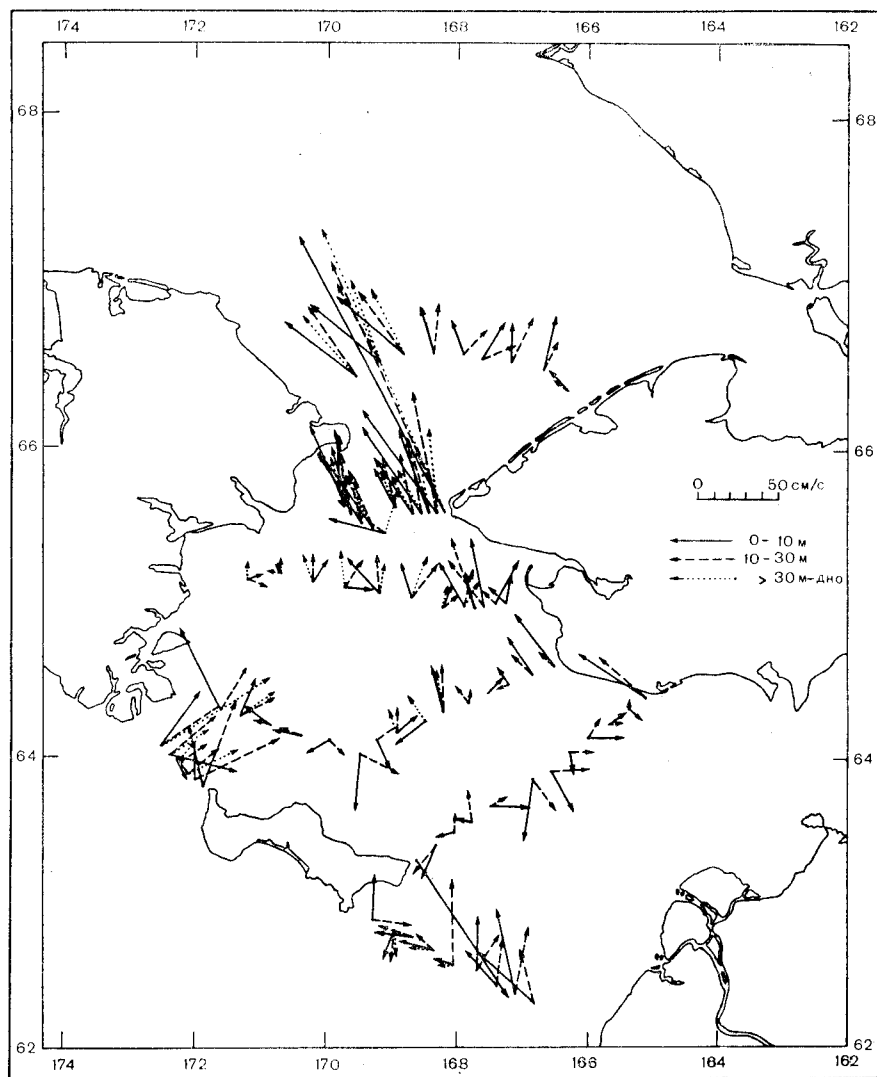


Рис. 47. Течения, осредненные по трем слоям; измерения с ледокола «Стейтс-Айленд», 9—19 июля 1968 г.

приливной волной, но, кроме того, были отмечены также существенные изменения, масштаб которых оказался несколько меньше 2 дней (30% средней скорости) (Coashman and Trirr, 1970). По данным некоторых станций изменение направления течений было довольно существенным, особенно в верхних горизонтах. Например, станция № 34 8—9 августа 1933 г. (мористее м. Дежнева, Ратманов, 1937а) показала, что направле-

ние течения за один день изменилось на 190° , а на рис. 38 а мы видим, что направление течения за несколько часов изменилось более чем на 90° .

Это позволяет сделать вывод, что могут иметь место довольно значительные локальные изменения скорости, которые более подробно рассматриваются в следующем разделе. Поэтому, когда мы анализируем среднее поле потока, измерения течений на отдельных станциях нельзя рассматривать отдельно, независимо друг от друга; их следует анализировать только в совокупности. Поскольку большая часть изменений, как показывают измерения, имеет временной масштаб 12 ч (и менее), то расчеты расхода вод за сутки или более не будут содержать сколь-нибудь серьезной ошибки.

Основная особенность среднего потока — это, безусловно, его общее северное направление, но скорости движения вод далеко не однородны как поперек, так и вдоль системы течений. В проливах (Беринговом, Чирикова и между о. Св. Лаврентия и Аляской) скорость течений всегда несколько больше, чем в остальном районе. Кроме того, как отмечали Флеминг и Хеггарты, скорости потоков вдоль южных окраин основных выдающихся на запад «отрогов» материка, таких как п-ов Сьюард и м. Хоп-ов-а Лисберн, заметно превышают скорости потоков, расположенных к западу от них. Таким образом, северный поток, попадая в устье проливов, испытывает некоторую конвергенцию и убыстряется.

Флеминг и Хеггарты высказали предположение, что ускоренные потоки в проливах располагаются особым образом и самые высокие скорости будут в восточных секторах проливов. Наши более полные данные показали, что это предположение верно только для Берингова пролива, где самые быстрые потоки всегда наблюдаются в восточном канале, к западу от м. Принца Уэльского. В остальных проливах предположение Флеминга и Хеггарты не оправдывается. В прол. Чирикова самый быстрый поток оказывается в среднем канале, — это подтверждается июльскими измерениями 1968 г. (рис. 47) и февральскими 1968 г., когда общий поток вод имел южное направление (рис. 44). В проливе к востоку от о. Св. Лаврентия самые быстрые течения — в восточной части разреза, выполненного в июле 1968 г. (рис. 47), но такие же большие скорости наблюдались и в западной части этого же пролива в августе 1960 г. (рис. 46).

На рис. 48 приведены изотакты потока для всех имеющихся разрезов в Беринговом проливе. Одиннадцать разрезов охватывают большое разнообразие условий. Например, расход меняется от более чем 2 Св для северного потока до 0,2 Св для южного потока. Здесь отмечено и несколько случаев локального изменения направления потока в верхнем слое вод, но для всех разрезов характерно, что самые высокие скорости потока прослеживаются западнее м. Принца Уэльского. Таким образом,

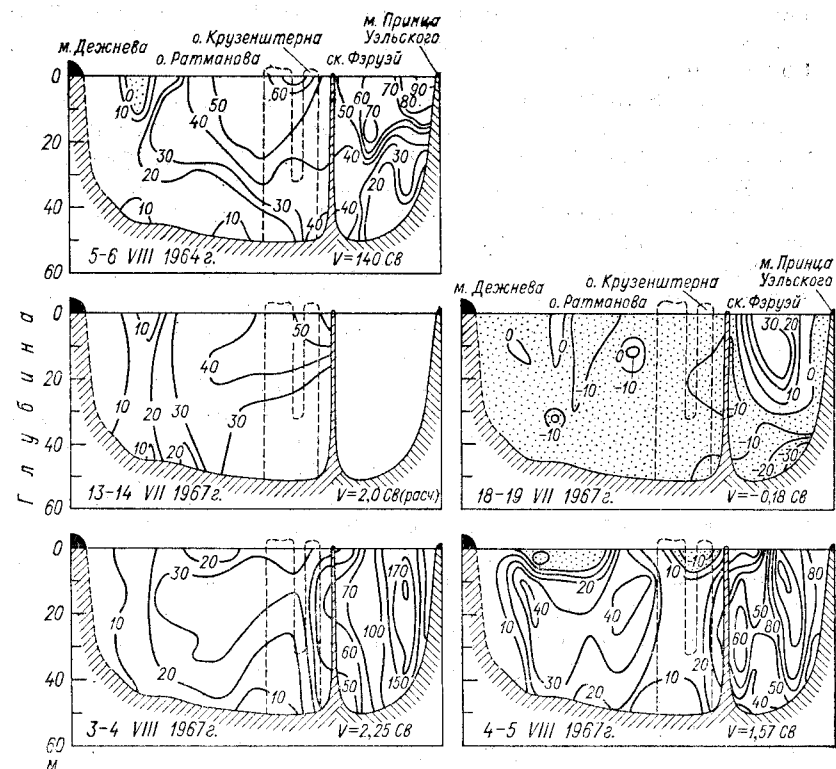
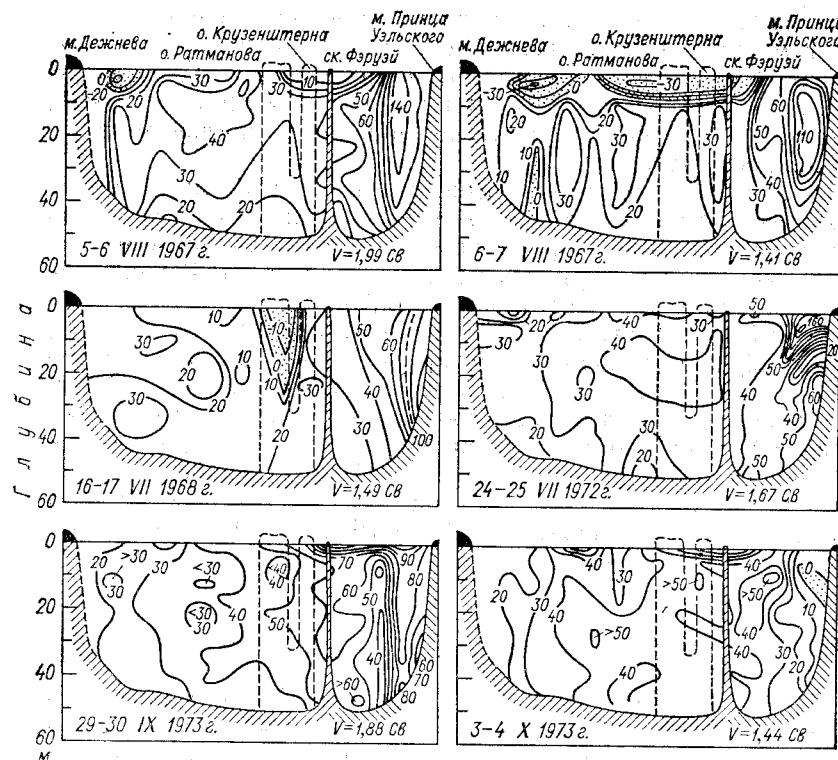


Рис. 48. Изотакхи меридионального потока по 11 подробным разрезам в Беринговом проливе (положительные значения скоростей соответствуют течению вер).

схема горизонтального сдвига в Беринговом проливе кажется нам относительно инвариантной (минимум скорости непосредственно западнее скалы Фэррей также прослеживается почти с равным постоянством на всех разрезах).

В районах, отдаленных от проливов и двух далеко выдающихся полуостровов, скорости течения заметно меньше, а сами течения гораздо чаще меняют свое направление. В поле потока можно выделить несколько полупостоянных вихрей или меандров, но мы не можем утверждать, что это постоянные особенности, так как изменения, определенные по существующим данным, имеют слишком сильную временную зависимость. Наши данные, тем не менее, указывают на наличие одного основного меандра и двух полупостоянных вихрей, которые были обнаружены Флемингом и Хеггати (в силу того, что названные особенности выявляются к северу от Берингова пролива, они рассматриваются в главе 4).

Ранее высказывалось предположение, что в более открытом



ринговом проливе (положительные значения скоростей соответствуют течению вер).

центральном районе к северу от о. Св. Лаврентия находится полупостоянный вихрь (или круговорот вод) (Barnes and Thompson, 1938). Однако анализ всех данных как по течениям, так и по распределению водных масс, не подтвердил наличия в этом районе устойчивой вихреобразной циркуляции. Течения здесь слабее и более изменчивы по направлению, чем в любом другом исследуемом районе всей системы. Сходство свойств водных масс разрешает предположить, что вода летом поступает сюда с обоих концов о. Св. Лаврентия и изменяется по мере своего последующего движения на север.

КОЛЕБАНИЯ В ПОЛЕ ТЕЧЕНИЙ

Теперь необходимо рассмотреть поле течения с точки зрения его временной изменчивости, в частности в приливных частотных полосах. Тот факт, что амплитуда прилива в большей части

района мала, т. е. составляет доли метра в Беринговом проливе и около метра в прол. Лонга, не означает априори, что приливные течения настолько малы, что ими можно пренебречь (там, где эти течения усиливаются благодаря геометрии бассейна, они могут существенно возрастать, — например, приливные течения в зал. Креста).

Полусуточные приливы, может быть, несколько более сложны для интерпретации, так как есть опасения, что здесь могут примешиваться инерционные движения. На широте м. Наварин инерционный период составляет 13,6 ч, в Беринговом проливе он 13,2 ч, а в прол. Лонга — 12,8 ч.

До 1964 г. работы по периодическим изменениям течений, главным образом в Беринговом проливе, неубедительны (сравните с работой Coachman and Aagaard, 1966, где дается исторический обзор по проблеме). Но уже в августе 1964 г. измерения течений в Беринговом проливе продолжались почти двое суток во время экспедиции на ледоколе «Нортуинд». Полученные данные показали полусуточную составляющую с амплитудой порядка 10 см/с (Coachman and Aagaard, 1966). Но эти данные не подходили для периодического анализа.

Измерения 1967 г.

Гораздо более подходящие данные по течениям были получены в июле 1967 г. с помощью двух заякоренных буев, установленных на 17 дней вблизи Берингова пролива (один в 100 км к северу, а второй — в 90 км к югу от него). На каждом из буев было по два измерителя течений типа Брейкон-316, которые фотографическим путем регистрировали интегрированную скорость и изменение в направлении с интервалом 9 мин. Калибровка прибора в лабораторных условиях показала, что скорость регистрировалась с точностью примерно $\pm 1-2$ см/с при скоростях менее 10 см/с и с точностью $\pm 10\%$ при более высоких скоростях. Регистраторы течений имели калибровочный порог 2,5—3,0 см/с. Точность измерения направления примерно $\pm 15^\circ$ относительно внутреннего магнитного азимута (условия работы буев приведены в табл. 9).

Осредненные течения приведены на рис. 49. По данным всех четырех регистраторов течений средний поток имел северное направление, с небольшой тенденцией к восточному отклонению южнее пролива и к западному отклонению — на севере от него. На северном бье среднем течение было одинаково мощным на обеих глубинах, различие в направлении не превышало 10° . На южном бье различие между направлением течений на обеих глубинах было примерно таким же (9° , но в другую сторону), а скорость на глубине 35 м была на 12 см/с меньше, чем на горизонте 13 м. Частично это различие можно объяснить разни-

ТАБЛИЦА 9

Расстановка заякоренных измерителей течений

№ прибора	Координаты	Глубина, м	Глубина постановки прибора, м	Начало записи	Конец записи
				ср. гринвич. время	
156	66° 36' с. ш., 168° 19' з. д.	32	13	06 00 11/VI 1967	14 30 28/VI 1967
157	66° 36' с. ш., 168° 19' з. д.	32	25	06 00 11/VI 1967	14 30 28/VI 1967
158	64° 55' с. ш., 168° 40' з. д.	48	13	04 15 12/VI 1967	00 25 29/VI 1967
159	64° 55' с. ш., 168° 40' з. д.	48	35	04 15 12/VI 1967	12 00 * 10/VI 1967

* Рассчитано.

цей в продолжительности наблюдений (см. табл. 9). Наблюдения более глубокого регистратора охватывают только половину периода наблюдений второго измерителя течений на этом бье, а более высокие значения скоростей приходятся как раз на вторую половину периода наблюдений.

Анализ полученных данных показал, что разница в продолжительности периода регистрации может объяснить только $1/3$ наблюдаемой разности в средней скорости течений. Поэтому мы должны согласиться, что значительный средний вертикальный сдвиг выявляется только на южном бье, где он составил $(3-4) \cdot 10^{-3}$ с⁻¹. Этот сдвиг оказывается большим (примерно на полпорядка), чем тот, который можно объяснить средним геострофическим сдвигом. Это предположительно можно отнести за счет бароклинности в направлении потока.*

Отметим, что средние течения можно считать довольно типичными для тех районов, где они наблюдались. Все они имеют северное направление, а скорость их составляет 20—30 см/с.

Поэтому нет оснований думать, что любые временные изменения, отмеченные самописцами течений, являются нетипичными. Прежде чем данные анализировались, они осреднялись по

* Этому вопросу посвящена также работа Л. А. Тигунцева «Перенос тихоокеанских вод через северную часть Берингова моря» (Труды ААНИИ, 1976, т. 319, с. 164—174 и др.). — Прим. ред.

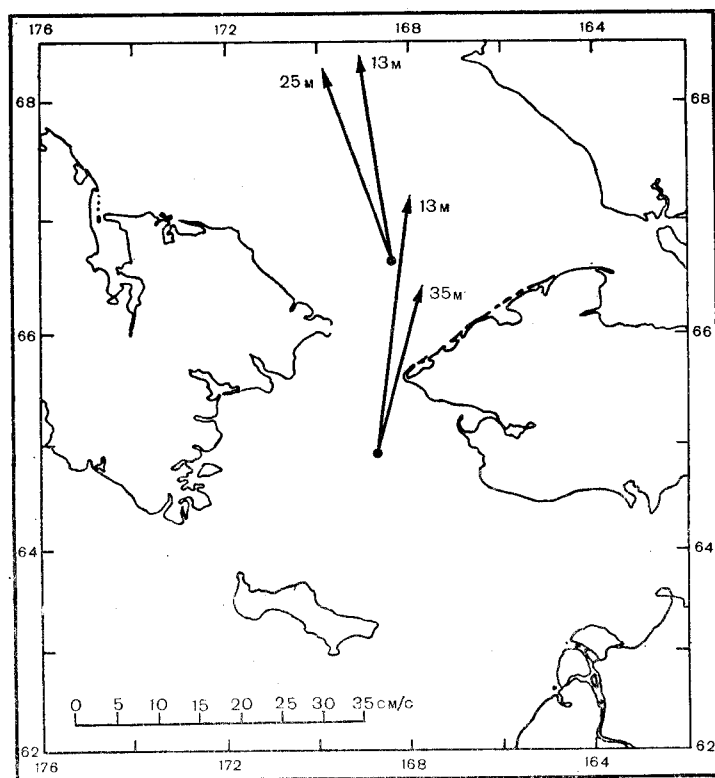


Рис. 49. Средние течения по данным буйковых станций, 11—23 июля 1967 г.

векторам с интервалом в один час. Такая обработка подавляла присущий данным шум и облегчала дальнейшую их обработку.

Изменение направления течений

Несмотря на то что средний поток повсеместно был направлен на север, данные каждого регистратора течений показывают, что были периоды, когда поток был направлен на юг. Эти случаи представлены в табл. 10. Единственной общей особенностью этих изменений потока является то, что все они произошли в один и тот же период с 21 по 25 июля (по данным 3 самописцев из 4). Больше никакого сходства обнаружено не было. Даже на одной и той же буйковой станции случаи южного движения вод в целом оказываются некогерентными по вертикали. Например, во время хорошо выраженного южного движения вод, зафиксированного измерителем течений № 159 (16—18 июля), самописец № 158, который был установлен на 22 м

выше на той же буйковой станции, не отметил никакой тенденции к уменьшению северной составляющей.

ТАБЛИЦА 10

Случаи наблюдений южного потока

Номер станции	Дата	Продолжительность, ч	Максимальная южная составляющая (средне-часовая), см/с
156	21/VII	3	11,2
156	22	11	17,8
156	22—23	6	11,6
156	23—24	3	5,5
157	22	2	1,6
157	24	13	18,0
157	24	1	4,5
158	23	2	5,4
158	25	2	0,8
159	16	2	12,4
159	17	6	21,6
159	17	9	16,5
159	18	2	4,3

Если суммировать все данные, то по прибору № 158 южный поток наблюдался только 1% времени, а по прибору № 159 он наблюдался более 10% времени, несмотря на то что последний уже не работал, когда по прибору № 158 имел место южный поток. Аналогично, хотя максимальная южная составляющая скорости по прибору № 158 составляла только $\frac{1}{6}$ средней меридиональной составляющей (направленной на север), она была больше, чем средняя составляющая, зарегистрированная прибором № 159.

Мы отметим, что на северной буйковой станции наблюдалось антициклоническое вращение вектора течения во времени. Однако на южной буйковой станции наблюдалось сначала антициклоническое, а затем — циклоническое вращение вектора. На рис. 50 показаны оба последовательных годографа.

Дать динамическое объяснение случаям с южным потоком далеко не просто. Они никак не связаны с локальным режимом ветра, так как в период самых сильных северных ветров (около 30 узлов 19 июля) поток был направлен на север повсеместно, и наоборот, в тот период, когда поток был южным (21—23 июля), ветры были переменными и относительно слабыми.

По-видимому, больше всего мешает объяснению факта возникновения южного потока удивительное отсутствие когерентности даже на очень небольшом расстоянии по вертикали. А это значит, что не только изменение направления потока не

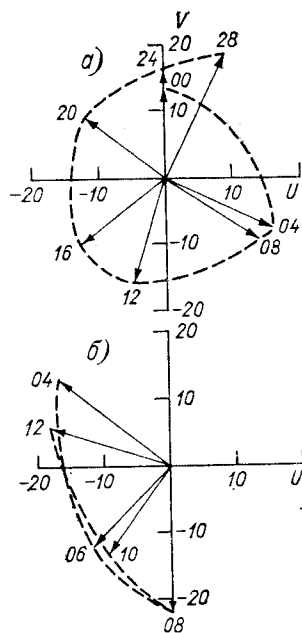


Рис. 50. Годографы течений за периоды, когда наблюдались изменения направления потока, по данным буйковых станций. Скорость в см/с.

a — измеритель № 157, 24—25 июля 1967 г.; *b* — измеритель № 159, 17 июля 1967 г. Время — среднее по Гринвичу.

выражает общего изменения во всей системе, но что это изменение не может быть вызвано локализованными баротропными возмущениями.

Мы можем предложить только один механизм, способный вызывать случаи южного потока, — таким механизмом могут быть неглубокие по своей оси бароклинные вихри. Если эти вихри считать квазигеострофическими, то они, чтобы вызывать наблюдаемые сдвиги, должны иметь большие наклоны изопикн — $(3-4) \cdot 10^{-2}$ при вертикальной разности в плотности, равной $2 \cdot 10^{-4}$ г/см³ (0,2 в σ_t).

При моделировании влияния вихревого движения на изменение направления потока потребуется более сложная система, чем единичный вихрь, который переносится мимо измерителя течений с постоянной скоростью.

Скорее, чтобы объяснить наблюдаемое вращение вектора, должен быть не один вихрь, а множество, причем соседние вихри должны иметь разное направление вращения или/и скорость переноса вихрей мимо прибора не должна быть постоянной. Мы понимаем, что в этом вопросе еще очень многое неясно и поэтому при подобных реконструкциях этих ситуаций мы не можем говорить о размере вихрей.

Линейные тенденции

Подобно вертикальной некогерентности в случае южного потока, длительные тенденции в записях различных приборов на тех же самых буйковых станциях не имеют ничего общего между собой (см. табл. 11). Так, если прибор № 156 на северной буйковой станции отмечает тенденцию к уменьшению скорости, то прибор № 157 отмечает тенденцию к возрастанию скорости. Только восточные составляющие скорости по измерениям на южной буйковой станции имеют одинаковый знак наблюдаемой тенденции. Если данные в табл. 11 отражают изменения силы барического градиента, который приводит в движение систему течений, то из этого следует, что бароклинный и баротропный факторы градиента давления действуют совершенно независимо.

ТАБЛИЦА 11

Тенденции изменения течений по данным буйковых станций

Номер измерителя течения	Составляющая скорости	Линейная тенденция, см/(с · ч) $\times 10^3$	Изменение, в % за один день
156	Северная	−1,07	−2,6
	Восточная	−0,75	−1,8
157	Северная	0,24	0,6
	Восточная	0,25	0,6
158	Северная	0,68	1,6
	Восточная	−0,39	−0,9
159 *	Северная	−2,79	−6,7
	Восточная	−0,47	−1,7

* На этом датчике запись в два раза короче, чем на других.

Полусуточные колебания

Несмотря на то что результаты измерения течений в 1967 г. не отличаются достаточной продолжительностью, чтобы обеспечить хорошее и статистически надежное разрешение спектральными методами, сами спектры оказались весьма интересными и информативными. Типичное для всех спектров частотное разделение составляет 0,17 колебания в день при 15 степенях свободы. Это разделение соответствует примерно одному часу в полусуточной полосе. Поскольку мы используем спектры в информативном смысле, то решено было увеличить разрешение по частоте, насколько это возможно, за счет уменьшения числа степеней свободы до 5. Это дает 95%-ный уровень

значимости для спектров только от 0,39 до 6,02 и спектров когерентности 0,73, но при этом разделение по частоте соответствует 20 мин в полусуточной полосе.

В целом спектры различны по отдельным элементам, но все они имеют полусуточные максимумы. На рис. 51а и 51б приведены спектры для восточной и северной составляющих на приборе № 156. Различные возможные полусуточные частоты не выделяются анализом, но последний позволяет предположить, что инерционная частота (соответствующая 13,08 ч) может иметь первостепенное значение, тем самым отличаясь, например, от составляющей M_2 (12,42 ч). Это относится к обеим составляющим. Спектральные оценки показывают, что плотность энергии восточной составляющей примерно в три раза больше, чем северной, при этом отношение составляющих скорости будет примерно равно $\sqrt{3}$. Спектр когерентности имеет максимум в 12,8 ч, по форме он напоминает спектры с когерентностью 0,87, что гораздо выше 95%-ного доверительного уровня; северная составляющая опережает по фазе на 125° . На основании только анализа спектров мы можем попытаться рассчитать некоторый полусуточный эллипс течений, вращающихся по часовой стрелке, большая ось которого направлена на ЗСЗ/ВЮВ, максимальная скорость равна примерно 18 см/с, а отношение большой оси к малой составляет примерно 2,5.

На рис. 52 даются составляющие скорости течений полусуточного периода после обработки их с помощью цифрового полосового фильтра. Фильтр вызывает очень незначительную фазовую ошибку, он пропускает 95% величины без изменения и его частотная полоса соответствует примерно 2 ч по периоду.

Основная особенность анализируемых данных — это отчетливо выраженное полусуточное колебание, причем восточная составляющая имеет среднюю амплитуду примерно 10 см/с, а северная — в два раза меньшую; северная составляющая опережает в среднем примерно на 130° . Отфильтрованные ряды данных, по всей вероятности, содержат больше чем одну гармонику, поскольку фаза и период со временем менялись, а амплитуды модулированы по-разному. Но при этом средний период равен примерно 12,8 ч, что соответствует спектральному максимуму. Эллипсы течений, построенные по каждому циклу отфильтрованных данных, в основных чертах очень схожи: им присуще вращение по часовой стрелке, а сами эллипсы вытянуты в направлении между ЮВ/СЗ и В/З. Пример дается на рис. 53: этот эллипс построен по данным из 4-го цикла на рис. 52 (отмечен буквой А). За исключением малой амплитуды, эллипс довольно близко соответствует рассчитанному по спектрам.

На приборе № 157 спектры показывают, что северная составляющая скорости мощнее, ее максимум приходится на 12,7 ч, а восточная составляющая имеет несколько пиков в полусуточной полосе, куда входит и еще один на инерционной

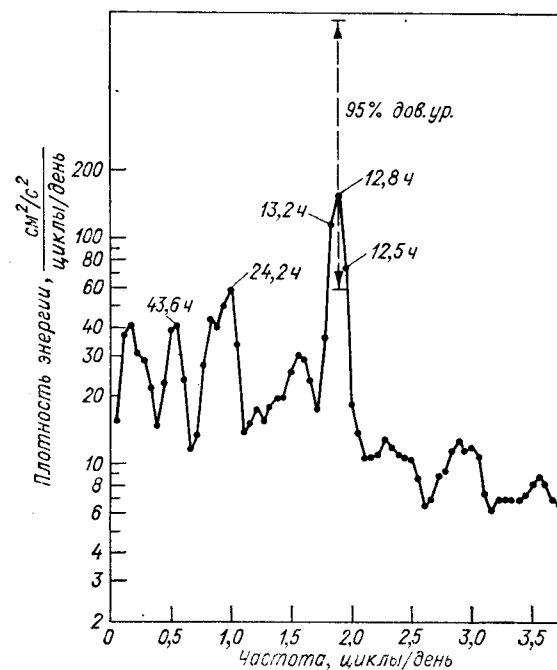


Рис. 51а. Энергетический спектр скорости течений. Измеритель № 156. Восточная составляющая.

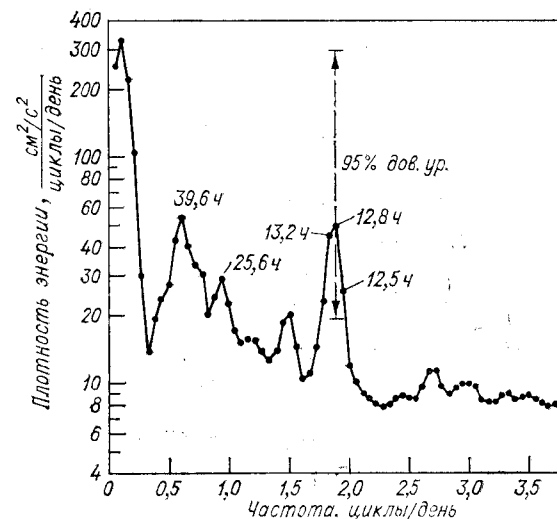


Рис. 51б. Энергетический спектр скорости течений. Измеритель № 156. Северная составляющая.

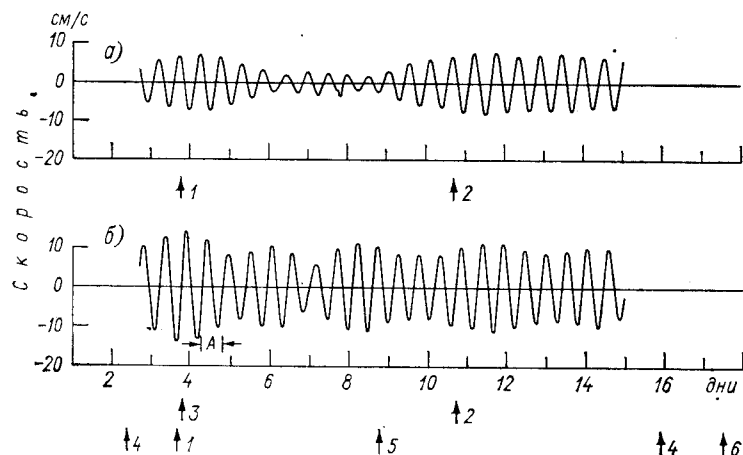


Рис. 52. Отфильтрованные составляющие скорости, полусуточный период, измеритель № 156. Время — в днях от 04 ч 11 июля 1967 г.

а — V-компонента, б — U-компонента.

1 — Луна в 1-й четверти, 2 — полная Луна, 3 — Луна в перигее, 4 — Луна на экваторе, 5 — Луна в максимальном южном наклонении, 6 — Луна в апогее.

частоте. Когерентность составляющих также имеет максимум на инерционной частоте, но он находится за пределами доверительного уровня 95%. В то время как фазовый спектр дает направление вращения инерционного движения против часовой стрелки, отфильтрованные данные показывают, что средний период немного больше, чем инерционный, и что изменяющаяся фазовая зависимость соответствует эллипсам течений, вращающимся в обоих направлениях.

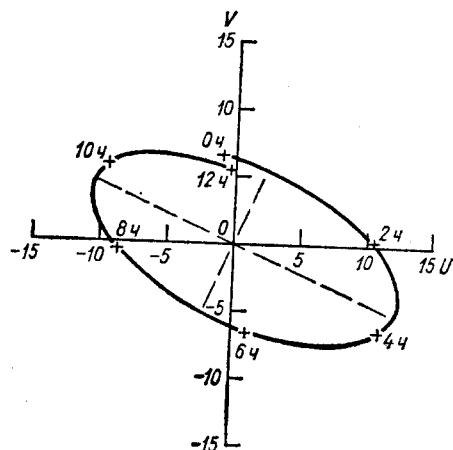


Рис. 53. Годограф течений четвертого цикла на рис. 52. Скорости в см/с.

Наибольшие амплитуды скорости течений (примерно 8 см/с) наблюдались в период двухдневного интервала с серединой 22 июля, сразу же после полнолуния, причем составляющие оказываются почти в фазе и равны по амплитуде, с периодом колебаний 13 ч. Это почти точно соответствует меняющемуся полусуточному течению, направленному на СВ/ЮЗ, с максимальной скоростью 11—12 см/с.

Когерентность между самописцами № 156 и 157 в полусуточной полосе достаточно хорошая, она составляет 0,81 (при 12,7 ч) для восточной составляющей и 0,76 (при 13,1 ч) для северной. В обоих случаях доверительный уровень выше 95%.

По данным южной буйковой станции также можно выделить отчетливые полусуточные колебания. Самописец № 158 регистрировал скорости со спектральным пиком в 12,4 ч в восточной составляющей и 12,0 ч — в северной. В отфильтрованных данных проявляется полусуточное колебание с фазой, меняющейся таким образом, что эллипс течений вращался в обе стороны, а модулированная амплитуда менялась по значению от 1 до 12 см/с. Модуляция аналогична модуляции на самописце № 156, с максимумом примерно во время лунной квадратуры, а второй максимум наступает через неделю. Эллипс течений в большинстве случаев направлен между СВ/ЮЗ и С/Ю, но также довольно часто он нарушается. Когерентность составляющих не превышала 0,68, еще более подчеркивая впечатление сложной полусуточной полосы частот.

Следует отметить несколько удивительный факт — северные составляющие скорости самописцев № 156 и 158 были когерентны при 95%-ном уровне значимости за период 12,7 ч. Если пользоваться фазовой спектральной оценкой, по которой самописец № 156 опережает самописец № 158 на 54° (примерно 1,9 ч), то это соответствует полусуточной приливной волне,двигающейся на юг через Берингов пролив со скоростью, примерно соответствующей глубине. Однако анализ первоначальных и профильтрованных данных показывает переменную фазовую зависимость между северной составляющей на двух приборах, поэтому вопрос о направлении приливной волны в Беринговом проливе остается нерешенным.

Запись самописца № 159 оказалась в два раза короче. В спектрах прослеживается хорошо определенный пик только для восточной составляющей на 12,4 ч. Но в профильтрованных данных проявляется полусуточное колебание и у северной составляющей скорости течений с амплитудой от 2 до 5 см/с, в то время, как у восточной составляющей амплитуда этого колебания равна 5—10 см/с, а разность фаз достигала 180°. Таким образом, эллипс обычно вытянут и ориентирован на СЗ/ЮЗ; менее нарушенные эллипсы вращаются против часовой стрелки.

Таким образом, нам совершенно ясно, что к северу и к югу от Берингова пролива в поле течения хорошо заметны

полусуточные колебания. Результирующая амплитуда скорости (от пика до пика) этих колебаний обычно 10 см/с. Годографы течений очень различны по форме (иногда годографы вырождаются в прямолинейное движение) и ориентации, вращаются как по часовой, так и против часовой стрелки, что позволяет предположить взаимодействие нескольких различных полусуточных составляющих. В целом мы, по-видимому, должны искать объяснение этим колебаниям, так как их характеристики не имеют ничего общего с инерционным движением. Этим мы никоим образом не хотим отрицать наличия инерционных колебаний в наших данных, мы скорее имеем в виду, что такие колебания мы не имеем возможности из них выделить. С другой стороны, следует заметить, что для объяснения этих колебаний недостаточно использовать какую-нибудь простую приливную модель.

Например, на рис. 54 видны модуляции отфильтрованных полусуточных колебаний течений. Эти данные были рассчитаны по суммам суточного среднего хода колебаний для каждой составляющей — результаты самописцев № 156 и 157 осреднялись таким образом, чтобы представить некоторую среднюю северную буйковую станцию, а результаты самописца № 158 осреднялись за два дня, чтобы представить некоторую южную буйковую станцию (самописец № 159 работал небольшой срок и данные его нельзя эффективно использовать). Эта процедура сглаживает данные без особых потерь информации о модуляции основных полусуточных составляющих. Форма модуляции на двух буйковых станциях в целом одна и та же — минимум падает на 18 июля, а максимум наступил на 4 дня позже. Однако только вначале диапазоны колебаний сравнимы, затем на южной станции они становятся значительно меньше (так что тенденции обеих кривых становятся прямо противоположными: на севере — к увеличению, а на юге — к уменьшению колебаний).

Априори можно предположить, что Берингов пролив — это переходный район между влиянием атлантических и тихоокеанских приливных волн. Считается, что волны Северного Ледовитого океана приходят из Атлантики, а именно через пролив между Гренландией и Шпицбергом, достигая центральных районов Чукотского моря (Sverdrup, 1927).

На рис. 54 приведены среднесуточные амплитуды прилива в Бергене (Норвегия) и в Кодьяке; последняя представляет волны Берингова моря (станция в Кодьяке дает прогноз приливов для целого ряда пунктов на о. Св. Лаврентия и в зал. Нортон). Модуляция прилива для двух станций аналогична, минимум наблюдается примерно 16 июля, а максимум — через 6 дней, сразу же после полнолуния. Кривая приливного течения (среднесуточная амплитуда от пика к пику) для станции Уника-Пасс, которая дает прогноз приливов для всего района от

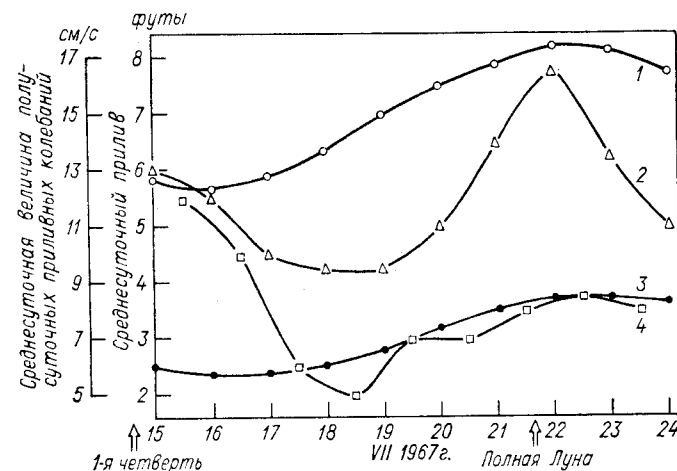


Рис. 54. Временной ход отфильтрованных данных буйковых станций (2 — северная, 4 — южная) по течениям с полусуточным периодом и среднесуточные амплитуды прилива в Кодьяке (1) и Бергене (3).

о. Следж до скалы Феруэй, по форме похожа на приливную кривую Кодьяка. Но модуляция данных, полученных на буйковых станциях, ничем не напоминает эти приливные кривые, единственная общая черта — это то, что максимум падает примерно на 22 июля. Таким образом, как и другие характеристики годографа полусуточного течения, модуляция не поддается простому моделированию.

В северной части Берингова моря сами приливы оказываются весьма сложными. В зал. Нортон прилив в основном суточный, с циклоническим вращением волн вокруг амфидромной точки. Это ясно видно из приливных таблиц, а также из опубликованных котидальных карт (например, Office of Climatology and Oceanographic Analysis Division, 1961). К западу от зал. Нортон прилив содержит полусуточные составляющие, и в приливных таблицах по станциям Нушатак и Кодьяк для о. Св. Лаврентия дается смешанный прилив, а на сибирском побережье для Анадырского залива и дальше на север по данным станции Пусан наблюдается правильный полусуточный прилив. Для всех остальных станций, кроме зал. Нортон, карты котидальных линий, о которых мы говорили выше, не согласуются с данными, приведенными в приливных таблицах. Например, на картах котидальная линия дается параллельной южному берегу о. Св. Лаврентия, а в приливных таблицах мы находим, что разница времен прилива между востоком и западом составляет 7—8 ч. Таким образом, судя по таблицам, мы можем говорить о циклонической амфидромной системе непосредственно к югу от о. Св. Лаврентия. Между о. Св. Лаврентия и

п-ом Аляска котидальная линия имеет направление ЗСЗ/ВЮВ, что соответствует прогрессивной волне, входящей в северную часть Берингова моря через этот пролив. Таблицы также можно интерпретировать таким образом, что в Анадырском заливе имеется циклоническая амфидромная система. К северу от о. Св. Лаврентия начинает преобладать полусуточный прилив. Приливные данные (неопубликованные) береговой и геодезической службы США за лето 1968 г. (U. S. C. & G. S., unpublished data) дают картину приливов в Номе почти такой же, как и в Датч-Харборе: в течение некоторого времени после того, как луна пройдет экватор, приливы — полусуточные, но ближе к периоду максимального лунного склонения приливы становятся суточными. Поэтому выбор Датч-Харбора в качестве станции отсчета для Номы вполне приемлем. Однако на м. Спенсер, примерно в 125 км на СЗ от Номы, прилив в основном полусуточный (неопубликованные данные Береговой и геодезической службы США), что очень похоже на прилив в Номе, когда он полусуточный, с отставанием на 3—5 ч; но он принимает смешанный характер, когда прилив в Номе суточный и отличается от него по фазе. Отметим, что, по данным Блума (Bloom, 1956), приливы на Уэльсе в основном полусуточные.

В Чукотском море приливы традиционно интерпретировались как прогрессивные волны, приходящие из Арктического бассейна, и в последних данных по приливам (по высоте приливов) нет ничего, что могло бы противоречить этой точке зрения. Приливная станция, с которой сравнивают приливы на сибирском побережье к северу от Берингова пролива, это Пусан (полусуточный прилив), а для аляскинского побережья — Кодьяк (смешанный прилив). Это согласуется с картой типовых арктических приливов (U. S. Navy Hydrographic Office, 1958), по которой полусуточный прилив характерен для сибирского побережья, а смешанные приливы при высоком лунном склонении — для аляскинского побережья и западной части Канадского Арктического архипелага. Отметим, однако, что для Чукотского моря котидальная карта оказывается ошибочной — она дает гораздо меньшую скорость распространения приливных волн, чем по данным Свердрупа (Sverdrup, 1926) и по данным измерения течений Коучмена и Триппа* (Coachman and Tripp, 1970). Котидальная карта не согласуется и с приливными таблицами, указывая, например, на разность более часа во времени между высокой водой на м. Биллингса и на м. Шмидта, а по таблицам эта

* Эти измерения, сделанные 22—24 марта 1968 г., показали суточные колебания 5—6 см/с в юго-восточном секторе Чукотского моря, что можно сравнить с колебаниями, наблюдаемыми на самописце № 156 (см. ниже). Однако полусуточное колебание было менее 1 см/с. Максимальное южное лунное склонение отмечалось в полдень 21 марта. Таким образом, может оказаться, что относительно большая суточная составляющая была связана с явным суточным неравенством в приливах в это время.

разность равна 5 мин. По наблюдениям за высотой прилива мы можем предположить, что полусуточные колебания течений будут преобладать над суточными в районе Берингова пролива и что присутствует несколько различных приливных волн, которые генерируют вращательные течения. С помощью приливной теории иначе нельзя объяснить исключительно сложные колебания, наблюдаемые на этих буйковых станциях с самописцами течений.

Колебания с периодом меньшим, чем полсутки

Энергетические спектры для самописца № 159 имеют очень острый пик на периоде 6,2 ч в восточной составляющей течений, по величине почти такой же, как полусуточный, а в северной составляющей — в два раза больший. Это колебание отчетливо выявляется в первые несколько дней из нефiltroванных данных и носит регулярный характер, особенно в северной составляющей, где оно имеет амплитуду примерно 4 см/с при разности фаз между составляющими около 140°. Позднее это колебание становится менее регулярным как по периоду, так и по фазе, но амплитуда его увеличивается до 15 см/с. Когерентность составляющих также имеет хорошо выраженный экстремальный скачок на периоде 6,2 ч, достигая 0,67. Острота каждого спектрального пика и его точное соответствие с первой гармоникой (M_4) лунной полусуточной частоты уже сами по себе указывают на приливную составляющую. Однако целый ряд факторов говорит против этого объяснения. Среди них: 1) глубина воды слишком большая, она препятствует проявлению эффектов мелководья; 2) четвертсуточная амплитуда в целом бывает по величине такой же, как и полусуточная амплитуда, а иногда даже больше последней; 3) измерения самописца № 158, расположенного только на 22 м выше, уже не дают никаких доказательств наличия устойчивых колебаний продолжительностью $1/4$ суток.

Вместо этого мы предполагаем, что колебания вызваны адвекцией бароклинных вихрей мимо измерителя течения, как уже указывалось при рассмотрении южного потока, однако здесь есть некоторое различие: либо эти вихри слабее, чем те, что связаны с появлением южного потока, либо скорость переноса вихрей гораздо больше, возможно, что оба эти фактора действуют вместе. В любом случае годограф течения, подобный приведенному на рис. 55, с несколькими циклоническими петлями, можно в основных чертах легко воспроизвести, смоделировав ряд вихрей, которые переносятся средним потоком.

Вихри, которые мы видим на рис. 55, могут иметь радиус около 2 км. Нельзя не отметить большую повторяемость этого явления, в связи с чем заметим, что самописец № 158 также зарегистрировал большие колебания с периодами менее 12 ч.

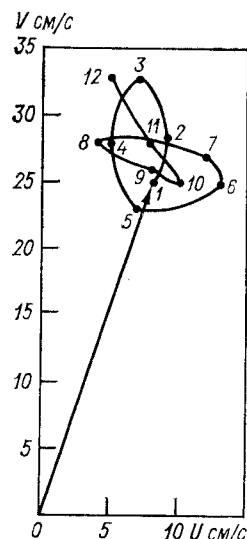


Рис. 55. Годограф течений для одной части записи, полученной на измерителе № 159, показывающий четвертьсуточные колебания.

Эти колебания в большинстве своем были более продолжительны, чем период M_4 , с нерегулярной, но очень большой амплитудой. Например, энергетический спектр восточной составляющей течения в пункте самописца № 158 имел максимум на периоде 9,3 ч, почти равный спектральной амплитуде полусуточного колебания.

Имеющиеся данные недостаточно убедительны для более полного освещения этой проблемы, однако вопрос о существовании бароклинных вихрей в данном районе, без сомнения, заслуживает внимания. Для их изучения желательно разработать специальную программу натурных наблюдений.

Суточные колебания

Суточные колебания течений выявляются в данных всех четырех самописцев, но в каждом отдельном случае они значительно слабее, чем полусуточные. Анализ спектральных оценок и отфильтрованных данных позволил сделать следующие выводы.

В записях самописца № 156 можно легко выделить суточные колебания с амплитудами составляющих от 3 до 11 см/с. Ряд данных, однако, недостаточен, чтобы точно определить модуляцию, но максимальная амплитуда, как оказалось, наблюдалась примерно в середине периода между первой четвертью Луны и полной Луной (в это время наблюдалась и минимальная амплитуда полусуточного течения), а минимальная ампли-

туда суточного прилива наблюдалась примерно через два дня после полной Луны. Суточный вектор течения вращался по часовой стрелке, эллипс был ориентирован на СВ/ЮЗ. В записях датчика № 157 суточные колебания были слабее, с амплитудами 1—2 см/с. Только северная составляющая оказалась модулированной, причем модуляция была почти полностью противоположной по фазе той, которая типична для самописца № 156. Эллипс был достаточно вытянутым и ориентирован на СЗ/ЮВ, вектор течения вращался как против, так и по часовой стрелке.

В данных самописца № 158 выделяются почти такие же характеристики. Амплитуда составляющей, которая менялась от 1 до 5 см/с, модулировалась в основном по V с такой же фазой, как и на самописце № 157. Эллипс течения был ориентирован на ЗСЗ/ВЮВ, однако в большом числе случаев вектор течения вращался против часовой стрелки.

На самописце № 159 восточная составляющая суточного колебания составила примерно 5 см/с, а северная менялась от 1 до 4 см/с. Вектор течения вращался против часовой стрелки, и эллипс имел ориентацию на СВ/ЮЗ.

Колебания более длительного периода

Из измеренных течений удалось выделить колебания с периодом более суток. Эти изменения отнюдь не характеризуются устойчивостью, но иногда это довольно регулярные флуктуации, охватывающие несколько циклов; почти всегда они имеют регулярную и симметричную форму, что разрешает предположить наличие гармонических колебаний. Например, колебания полусуточных течений прол. Лонга, рассмотренные в работе Коучмена и Ранкина (Coachman and Rankin, 1968), можно сравнить с двухнедельным приливным циклом.

Спектры самописцев № 156, 157, 158 имеют максимум в полосе частот, соответствующей среднему периоду около 42 ч. Изменения этого временного масштаба прослеживаются в самих записях, а цифровая фильтрация делает их еще более заметными. В данных самописца № 156 можно проследить серию довольно регулярных колебаний течений с амплитудами от 5 до 10 см/с и с периодом около 42 ч. Несколько циклов имеют составляющие, соответствующие обратно-поступательному движению, а по данным приборов № 157 и 158 восточная составляющая запаздывает. Самописцы № 157 и 158 зафиксировали также ряд колебаний с более коротким периодом (30—36 ч) и переменной амплитудой (2—13 см/с), а затем 23 и 24 июля наблюдались большие флуктуации амплитуды скорости — до 27 см/с. Начиная с 25 июля наблюдается второй мощный всплеск колебаний скорости, который продолжался 2—3 дня. Эти события нашли отражение в максимуме когерентности, равном 0,88, между северными составляющими датчиков № 157 и 158, с периодом

примерно в два дня, причем данные самописца № 157 опережали остальные по фазе. Приемлемая оценка фазовых различий между двумя самописцами для больших пульсаций равна 10—20 ч, что с учетом расстояния между приборами 190 км дает нам скорость продвижения пульсаций, равную 2,6—5,3 м/с. Это сильно отличается от скорости распространения свободной волны на мелководье, равной 20 м/с (для внутренней волны на мелководье скорость будет меньше 0,5 м/с). Из этого следует, что пульсации — это не есть свободно перемещающееся возмущение. С другой стороны, рассчитанная выше скорость распространения значительно больше, чем скорость среднего потока, так что мало вероятно, что это результат переноса средним потоком одного и того же возмущения мимо двух самописцев. Можно все-таки предположить наличие какого-то индуцированного импульса, но следует помнить, что амплитуды возмущения, которые могут вызвать такие пульсации, обычно движутся со скоростью, близкой к 10 м/с. Например, атмосферный фронт, пересекавший северную часть Берингова пролива и остававшийся стационарным в течение 3,5 дня, начал двигаться на север в конце дня 24 июля и прошел над Беринговым проливом рано утром 25 июля, пройдя 260 км за 6 ч, что соответствует скорости движения 12 м/с. Поэтому нам трудно выбрать простую модель, описывающую перемещение индуцированных пульсаций.

Не менее интересен вопрос о происхождении колебаний несколько более длительного периода, с типичным временным масштабом 1—1½ дня. Эти колебания наиболее регулярны на самописце № 156 (42-часовой период). Возникает вопрос, не является ли это естественным периодом колебания для системы? Однако основная схема сейши с этим периодом должна соответствовать системе с размерами порядка 1500 км, что по масштабу равно меридиональной протяженности шельфов Берингова и Чукотского морей вместе взятых.

Другим объяснением могут быть атмосферные явления. Например, рассмотрим метеорологические условия (ветры) у м. Уэлс в период с 11 по 30 июля 1967 г. (рис. 56). На рисунке явно выделяются колебания ветра, особенно в северной составляющей; основные изменения направления ветра происходят в течение 1—2 дней. Эти колебания распознаются не очень легко на синоптических картах, так что их региональная протяженность остается неопределенной (аналогичные, хоть и несколько более слабые изменения ветра можно проследить по данным станции Лисберн за этот же самый период). Тем не менее можно предположить наличие по крайней мере локальных атмосферных возмущений, сравнимых по временному масштабу с колебаниями течений.

Поскольку, однако, в нашем распоряжении имеются лишь весьма ограниченные данные, нет смысла продолжать этот анализ.

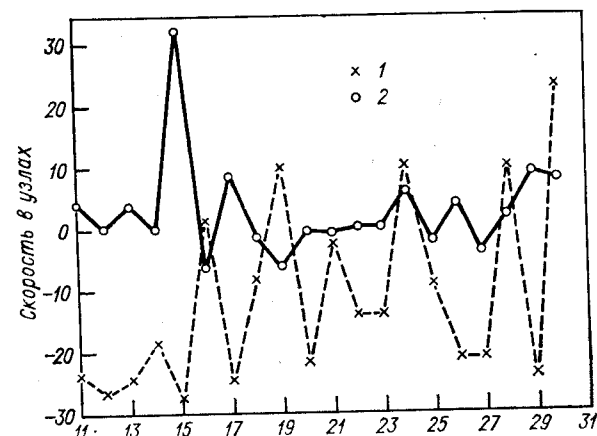


Рис. 56. Составляющие скорости ветра у м. Уэлс, 11—30 июля (на полдень) 1967 г.

1 — северная составляющая, 2 — южная составляющая. Время — по Гринвичу + 11 ч.

Измерения 1968 г.

В июле 1968 г. с борта ледокола «Стейтн-Айленд» были выполнены три станции в северной части Берингова моря: две станции продолжительностью 30 ч в точке 63° 18' с. ш., 168° 23' з. д. (восточнее м. Северо-Восточный, о. Св. Лаврентия) (2XX на рис. 3) и в точке 63° 59' с. ш., 172° 05' з. д. (в прол. Чирикова) (3XX на рис. 3), третья — продолжительностью 25 ч в точке 65° 12' с. ш., 170° 19' з. д., в 55 км к юго-востоку от м. Кригун (1XX на рис. 3). На каждой станции получены непрерывные профили течений с помощью опускаемых с палубы самописцев.

На станции у м. Северо-Восточный, выполненной 6—7 июля, обнаружено среднее течение, скорость которого 35—40 см/с, направление — ССЗ и С. В целом скорость течений оказалась несколько выше в верхнем 10-метровом слое, чем на глубине. Хорошо прослеживается полусуточное колебание с типичной для всех измерений амплитудой северной составляющей 10—25 см/с и несколько меньшей амплитудой восточной составляющей. Особенно заметно, что амплитуда колебания уменьшается с глубиной: в слое 0—10 м она в два раза больше, чем в слое 10—30 м. Этот эффект, без сомнения, является результатом стратификации плотности, и анализ океанографических наблюдений, выполненных на этой станции (судно на якорю), показывает, что средняя разность по плотности между двумя слоями составила 0,39 σ_t (см. ниже). Восточная составляющая опаздывает примерно на 4 ч, так что полусуточный вектор течений вращается по часовой стрелке. В данных прослеживается также незначительное суточное неравенство.

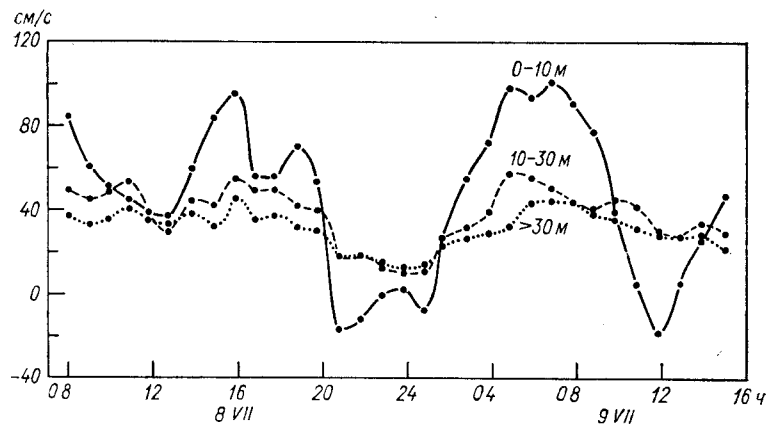


Рис. 57а. Течения в прол. Чирикова, северная составляющая, 8—9 июля 1968 г. 63° 59,0' с. ш., 172° 05' з. д. Время — по Гринвичу.

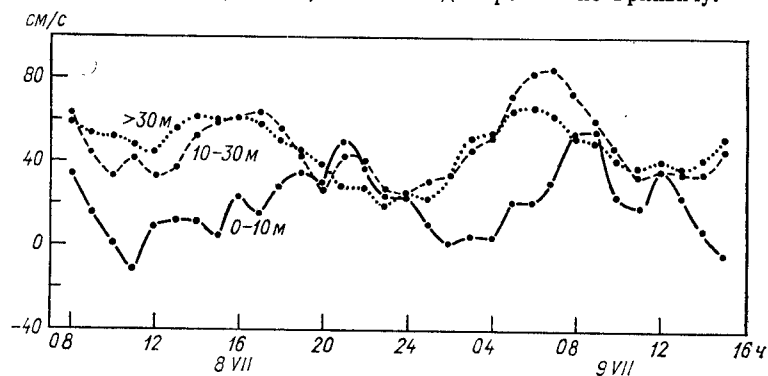


Рис. 57б. Течения в прол. Чирикова, восточная составляющая, 8—9 июля 1968 г. 63° 59,0' с. ш., 172° 05' з. д. Время — по Гринвичу.

В этой связи следует отметить, что максимальное южное склонение Луны наступило рано утром 9 июля, полная Луна наблюдалась 10 июля.

По записям станции в прол. Чирикова (рис. 57а и 57б), выполненной 8—9 июля, очень хорошо выражены полусуточные колебания. Они накладывались на средний поток, движущийся на СВ со скоростью около 55 см/с. В этой точке амплитуда колебаний скорости течений также уменьшалась с глубиной, особенно заметно в северной составляющей, амплитуда которой в верхнем 10-метровом слое все время была выше 50 см/с, а в слое 10—30 м была уже менее 30 см/с. Фазовые различия, если таковые имели место, были невелики, они соответствовали поступательной волне, проходящей через Берингов пролив. Предположительно данные можно интерпретировать таким образом, что

становится заметным суточное неравенство, однако для более точного утверждения они слишком сложны и неоднозначны.

На северной станции сложилась несколько другая ситуация (здесь измерения производились 4—5 июля). Средний поток был несколько слабее, около 20 см/с, и направлен на С/ССВ, но здесь важнее отметить, что полусуточные колебания были настолько малы, что их нет возможности выделить при анализе, — они едва различимы в верхнем 10-метровом слое, где амплитуда этих колебаний, если они имеют место, была не более 5 см/с. Таким образом, складывается впечатление, что приливной поток несколько интенсифицируется в двух проливах по краям о. Св. Лаврентия, затем этот поток становится слабее на открытых участках шельфа к северу от острова.

Необходимо остановиться несколько более подробно на вопросе уменьшения амплитуды приливных течений с глубиной. На обеих станциях — в прол. Чирикова и у м. Северо-Восточного — наблюдалось заметное ослабление течений при наличии стратификации. На рис. 58 представлен график изменения сдвига в течении с полусуточным колебанием как функция стратификации плотности. Ясно видно, что сдвиг зависит от степени стратификации, хотя для окончательного вывода данных недостаточно. Можно предположить, что внутренний прилив стремится ослабить внешний. Если это действительно так, то мы должны обнаружить колебания глубины изопикнических поверхностей с аналогичным периодом. Нечто подобное видно на рис. 59, показывающем изменение глубины изопикнической поверхности $\sigma_t = 26,0$ во время станции в прол. Чирикова (судно на якорю). На рисунке показаны также приблизительные моменты наступления максимальной и минимальной скоростей течения ниже уровня 10 м (ср. с рис. 57а и 57б). Минимум

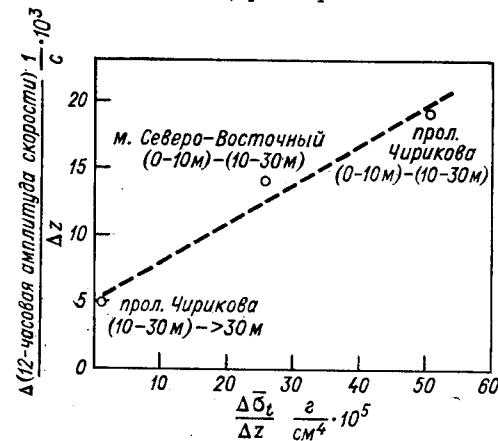


Рис. 58. Градиент амплитуд полусуточных течений как функция стратификации плотности, по данным станций в прол. Чирикова и у м. Северо-Восточного, 6—9 июля 1968 г.

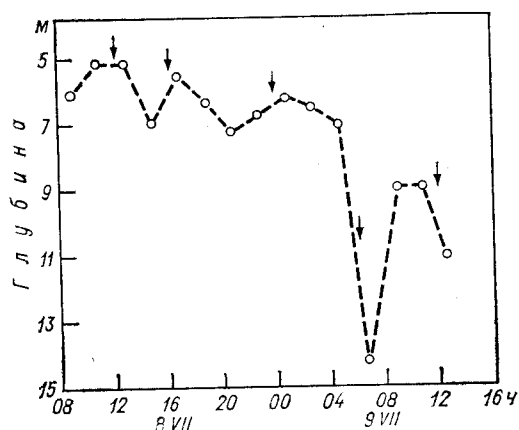


Рис. 59. Глубина изопикнической поверхности $\sigma_t = 26,0$ в прол. Чирикова, 8—9 июля 1968 г. (время максимальных и минимальных течений ниже горизонта 10 м обозначено стрелками, ср. рис. 57а и 57б).

скорости течения совпадает примерно с максимальной высотой изопикнической поверхности, а максимум скорости приблизительно совпадает с максимальным погружением ее. Если рис. 58 хорошо передает влияние стратификации на амплитуду скорости приливного течения, то пересечение кривой с осью ординат в точке $5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ должно представлять фрикционный эффект. Следует отметить, что в верхней половине водного столба влияние стратификации в 2—3 раза больше, чем фрикционный эффект, и только для условий очень малой стратификации, как показывают данные станции у м. Кригуган (ИХХ рис. 3), эти два эффекта примерно равны. Если мы допустим, что фрикционное напряжение будет порядка 1 дин/см², тогда турбулентная вязкость должна равняться 200 см²/с, — значения именно такого порядка были получены путем расчетов Фьельстадом (1936) для приливных течений в районе сибирского шельфа (10—400 см²/с).

Следует, однако, подчеркнуть, что ни на одной станции (№ 156—159) в районе Берингова пролива не было зафиксировано общего уменьшения скорости приливных течений с глубиной (в отличие от средней скорости течения).

ПЕРЕНОС ВОД ТЕЧЕНИЯМИ

Кроме 11 разрезов, расположенных поперек Берингова пролива, на которых выполнялись станции наблюдений над течениями (рис. 48), было выполнено еще 10 подробных разрезов, которые пересекают всю изучаемую систему вод от Аляски до Сибири. Все эти данные могут быть использованы для расчета

переноса вод течениями, так как пресноводный сток в описываемый район на порядок меньше, чем океанский расход, и, таким образом, не влияет на суммарный бюджет массы. В табл. 12 приведены значения расходов через разрезы, определенные с помощью планиметрирования измеренных нормальных составляющих потока. Эти измерения для разреза за 14 июля 1967 г. (В, рис. 2а) оказались неполными из-за того, что вышел из строя самописец течений при выполнении самых восточных станций, поэтому расход для этого разреза экстраполировался путем сравнения с другими разрезами в предположении, что горизонтальный градиент скорости сохранял постоянное значение.

ТАБЛИЦА 12

Расход вод (Св) («+» — северный) и среднее тангенциальное напряжение (дин/см²) («+» — север) по всем замкнутым разрезам между Аляской и Сибирью

Даты	T Св	τ_0 дин/см ²	Район
5—6/VIII 1964 г.	+1,4	—0,43	Берингов прол.
13—14/VII 1967 г.	+2,0*	+0,71	Берингов прол. (В, рис. 2 а)
15/VII	+0,3	+0,97	о. Шишмарев (С, рис. 2 а)
16—17/VII	0	—0,49	м. Хоп (D, рис. 2 а)
18/VII	+0,7	—0,11	о. Кинг (А, рис. 2 б)
18—19/VII	—0,2	—2,06	Берингов прол. (В, рис. 2 б)
20—21/VII	0	—0,03	о. Шишмарев (С, рис. 2 б)
22/VII	—0,1	—0,42	м. Хоп (D, рис. 2 б)
3—4/VIII	+2,2	+0,13	Берингов прол.
4—5/VIII	+1,6	—0,69	Берингов прол.
5—6/VIII	+2,0	—0,12	Берингов прол.
6—7/VIII	+1,4	—1,54	Берингов прол.
9—11/VII 1968 г.	+1,9	+0,09	прол. Чирикова, о. Св. Лаврентия — м. Ратманов (А, рис. 3)
13—14/VII	+1,2	—0,23	м. Родней (В, рис. 3)
15/VII	+1,4	0	о. Кинг (С, рис. 3)
17—18/VII	+1,5	+1,49	Берингов прол. (D, рис. 3)
18—19/VII	+2,2	+0,94	о. Шишмарев (Е, рис. 3)
24—25/VII 1972 г.	+1,7	—0,12	Берингов прол.
27—28/VII	+1,3	+0,07	м. Лисберн — м. Шмидта
29—30/IX 1973 г.	+1,9	+1,02	Берингов прол.
3—4/X	+1,4	+0,54	Берингов прол.

* Экстраполированные данные (см. текст).

В табл. 12 включены также средние по размерам нормальные значения тангенциального напряжения ветра, рассчитанные по формуле

$$\tau_0 = \rho C_D W^2,$$

где τ_0 — напряжение (в дин/см^2), $\rho_{CD} = 1,44 \cdot 10^{-6}$ (г/см^3) и W см/с — составляющая скорости ветра, перпендикулярная к разрезу. Средние значения взвешивались по расстояниям между станциями.

Средний расход на север через 21 разрез составил 1,2 Св, но это значение рассчитано с учетом 6 разрезов, выполненных в период 15—22 июля 1967 г., а мы считаем, что в этот период наблюдались аномальные условия.

Среднее значение, если эти разрезы исключить, становится равным 1,7 Св, что можно считать приемлемой оценкой для нормального летнего расхода, так как использовались данные за 4 различных года.

Рассмотрим теперь возможные причины изменения расходов. На рис. 60 приведены нормальные значения тангенциального напряжения ветра и расходы воды. Установить общую хорошую корреляцию между напряжением ветра и расходом не удалось, но в отдельные периоды корреляция была отличная. Примером такой корреляции можно считать неделю в августе 1967 г. (с 3 по 7), — за эти дни было выполнено 4 разрезы. Как показали результаты наблюдений на первом разрезе (4 августа), ни на одной станции на разрезе не было зафиксировано южного потока, расход составил более 2 Св и был направлен к северу; при этом отмечалось незначительное северное напряжение ветра. На оставшихся разрезах наблюдался северный ветер различной

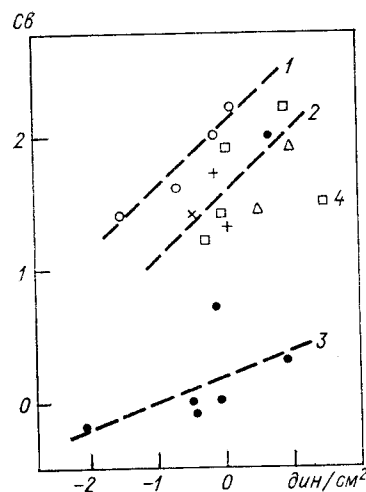


Рис. 60. Сравнение расхода через Берингов пролив со средним тангенциальным напряжением ветра по разрезу (дин/см^2 , «+» — север).

1 — август 1967 г., $T = 2,06 + 0,48 \tau_0$ ($r = 96$); 2 — август 1964 г., июль 1968, 1972 г., сентябрь, октябрь 1973 г., $T = 1,52 + 0,49 \tau_0$ ($r = 72$); 3 — 15—22 июля 1967 г., $T = 0,18 + 0,19 \tau_0$ ($r = 56$); 4 — пропущено.

силы и пропорциональный ему южный перенос вод в верхнем слое. Линейную регрессию можно записать в виде

$$T = 2,06 + 0,48 \tau_0 \quad (r = 0,96).$$

Все оставшиеся значения более 1 Св (за исключением данных за 17—18 июля 1968 г.) можно аппроксимировать выражением

$$T = 1,52 \pm 0,49 \tau_0 \quad (r = 0,72).$$

Третья группировка, 6 разрезов за период с 15 по 22 июля 1967 г. со значениями менее 1 Св, коррелируется плохо —

$$T = 0,18 + 0,19 \tau_0 \quad (r = 0,56),$$

но если значение $T = +0,7$ (18 июля) не принимать во внимание, тогда корреляция становится отличной: $r > 0,95$.

Эти результаты можно интерпретировать следующим образом: локальные ветры существенно влияют на средний поток, изменяя его. Напряжение ветра, по-видимому, локально ускоряет или замедляет движение вод выше слоя скачка плотности. В условиях нормального северного переноса количественное выражение этого эффекта составляет $1/2$ Св на 1 дин/см^2 прикладываемого напряжения ветра. В один период аномально малых потоков, зафиксированных нашими измерениями, воздействие ветра численно оказалось меньше, всего $1/5$ Св на 1 дин/см^2 напряжения. До сих пор мы не понимаем до конца механизм этого взаимодействия. Скорее всего, сказывается совместное влияние ветра и граничного эффекта берегов, в результате чего происходит перераспределение поля давления в море. Безусловно, эффект изменения направления течения в целом больше (почти на полпорядка), чем можно было бы предположить, исходя из условия чисто дрейфового течения, вызываемого непосредственно ветром. То же самое можно сказать и об изменениях расходов, — здесь изменение тоже как минимум на полпорядка больше, чем можно было бы ожидать от соответствующего воздействия напряжения ветра на хорошо развитый экмановский слой (кроме того, он не должен был бы вращаться относительно оси С/Ю преобладающих ветров*).

Установлено (Coachman and Aagaard, 1966), что основной силой, обуславливающей движение вод через Берингов пролив в северном направлении, является наклон морской поверхности к северу. Для разреза 5—6 августа 1964 г. был рассчитан наклон морской поверхности, который оказался равным $2 \cdot 10^{-6}$. Одновременно наблюдались северные ветры, среднее тангенциальное напряжение которых составило $0,4 \text{ дин/см}^2$. Таким

* Например, при изменении напряжения ветра на 1 дин/см^2 экмановский перенос через перпендикулярный 100-километровый разрез изменяется только на 0,7 Св на широте 65°С .

образом, мы можем рассчитать расход, который равен $+1,4$ Св, но он уменьшается за счет эффекта местных ветров примерно на $0,2$ Св. Следовательно, наклон $2 \cdot 10^{-6}$ можно ассоциировать со средним летним северным переносом, примерно равным $1,6$ Св. Нормальными для района всей системы можно считать условия, когда уровень моря в южной части Чукотского моря (летом) на $0,5$ м ниже, чем в северном секторе Берингова моря. Таким образом, регионально почти постоянно действуют механизмы, которые стремятся добавить воды в северный сектор Берингова моря и/или изъять часть воды из Чукотского моря.

Одним из возможных объяснений может быть следующее: основной объем пресноводного стока попадает в систему к югу от Берингова пролива; этот приток может способствовать поддержанию более высокого уровня моря. Летний сток р. Юкон по данным водомерного поста в Руби имеет порядок 10^4 м³/с (рис. 26), что в свою очередь составляет примерно 10 — 15% общего пресноводного стока. Если бы не было выноса вод из района между о. Св. Лаврентия и Беринговым проливом, то потребовалось бы не более 5 дней, чтобы уровень моря поднялся на $0,5$ м. С другой стороны, при небольшом северном потоке через Берингов пролив (как в период 15 — 22 июля 1967 г.) уровень моря практически наклонен к югу (см. главу 5). При нормальных условиях вынос вод из района ничем не ограничен, расход примерно на порядок больше, чем материковый сток, и, таким образом, пресноводный сток с материка не может быть основной причиной повышенного уровня моря в северном районе Берингова моря.

Однако при определенных условиях пресные воды могут скапливаться в бассейне, увеличивать тем самым наклон поверхности и в конечном итоге увеличивать расход. Например, корреляции, показанные на рис. 60, разрешают предположить, что северный перенос в первую неделю августа 1967 г. в условиях нормального напряжения ветра составлял 2 Св или даже несколько более, т. е. был существенно выше, чем нормальный летний перенос, — $1,6$ Св. За две недели до этого отмечался период, когда практически северный перенос отсутствовал. Речной поток в течение всего июня и в начале июля 1967 г. был нормальным, а в Руби он был более 10^4 м³/с. Поэтому мы можем предположить, что во время указанного выше периода пресные воды аккумулировались южнее и это привело к аномальным условиям (большему объему вод) по всему району Берингова пролива к югу от о. Св. Лаврентия. Затем, как только восстановились нормальные условия, при которых вода начинает питать систему с юга, излишняя вода приводит к повышению уровня, которое сохраняется в течение некоторого времени.

Основную причину изменения в различиях уровня моря следует искать в колебаниях распределения ветра в районе. Не исключена также возможность, что само поле атмосферного

давления может непосредственно менять поле давления в океане. В качестве индекса регионального атмосферного режима мы попытались использовать (когда эти данные имелись) суточные синоптические карты приземного давления следующих станций:

северная часть Берингова пролива — м. Шмидта, м. Лисберн, зал. Коцебу;

в Беринговом проливе — м. Уэллен;

к югу от Берингова пролива — Ном, бухта Провидения, м. Северо-Восточный (о. Св. Лаврентия).

На рис. 61 приведены суточные изменения приземного давления в Номе (на юго-востоке) и на м. Шмидта (северо-запад) за весь период измерения расходов; на рисунке также приведены расходы и различия в давлении между Номом и м. Шмидта ($P_H - P_{Ш}$).

Очевидны некоторые качественные корреляции.

1. Случаи очень малых расходов (шесть случаев в период с 15 по 22 июля 1967 г.) сопровождаются резким падением давления у земли до самых низких зарегистрированных значений. Давление в Номе упало ниже 1000 мбар и сохранялось таким в течение 5 дней. В то же время на северо-западе давление было

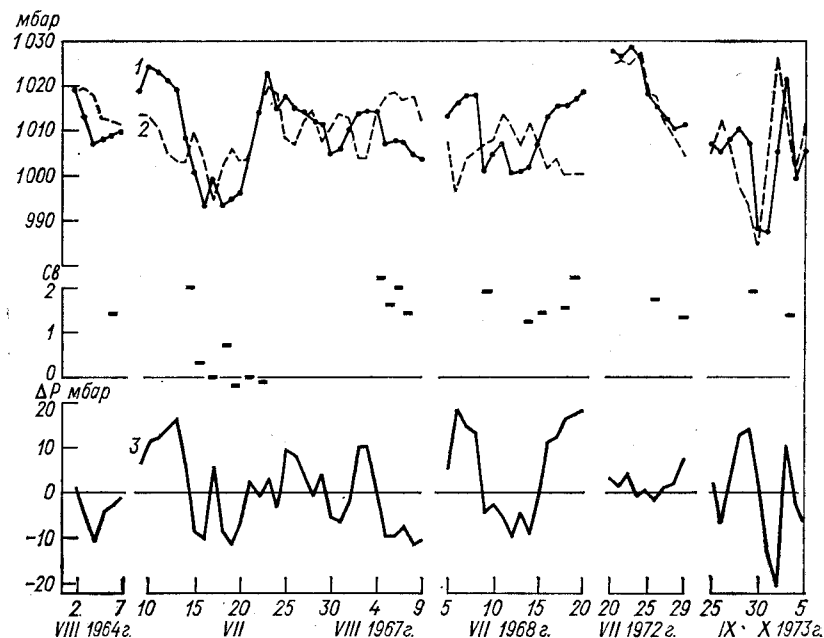


Рис. 61. Среднесуточное атмосферное давление у земли в Номе (1) и на м. Шмидте (2) в июле — августе 1967 г., когда было выполнено 11 разрезов, а также за периоды наблюдений 1964, 1968, 1972, 1973 гг., когда было выполнено 8 разрезов. 3 — Ном — м. Шмидта.

выше, чем на юго-востоке [$(P_H - P_{\text{ш}}) \sim -10$ мбар]. Когда эти условия временно изменились в середине периода [P_H повысилось до 1000 мбар и разность $(P_H - P_{\text{ш}})$ 17 июля стала положительной], то днем позже (18—19 июля) расход временно также увеличился (+0,7 Св).

2. Самые большие расходы (более 2 Св 19 июля 1968 г., 14 июля 1967 г., 4 августа 1967 г.) наблюдались с запаздыванием по фазе на 1—2 дня, после того как давление в Номе было высоким (более 1010 мбар) и когда разность $(P_H - P_{\text{ш}})$ была строго положительной.

3. Расходы, несколько меньшие, чем средние (13—14 июля 1968 г., 15 июля 1968 г., 5—6 августа 1964 г.), наблюдались в условиях, когда давление имело средние значения, но через 1—2 дня наступали периоды, когда разность давлений $(P_H - P_{\text{ш}})$ становилась отрицательной.

Таким образом, выявлено множество взаимодействующих атмосферных условий, которые вызывают изменения наклона морской поверхности по всему изучаемому району. Пытаясь статистически представить зависимость между расходами и атмосферным давлением, мы проанализировали целый ряд корреляций, среди которых были все возможные единичные и множественные линейные регрессии:

а) широтные (восточно-западные) градиенты давления в Чукотском море ($P_K - P_{\text{ш}}$) и в северном районе Берингова моря ($P_H - P_{\text{ш}}$);

б) давление в Номе и давление на м. Шмидта;

в) давление в Номе и разность давления $(P_H - P_{\text{ш}})$.

Все корреляции проверялись на фазовое запаздывание от одного до 3 дней. Наилучшая корреляция ($r=0,86$) получена для

$$T = 1,52 + 0,01(P_H - P_{\text{ш}}) + 0,09(P_H - \bar{P}),$$

где $\bar{P}=1012$ мбар — это среднее давление за весь период регистрации; все значения давления сдвинуты по фазе на один день до начала станции.

Поскольку расход в Беринговом проливе слабо коррелирует с разностью давлений по меридиану (с севера на юг) (коэффициент 0,01), то линейная регрессия расхода по давлению в Номе имеет примерно такую же репрезентативность ($r=0,79$):

$$T = 1,58 + 0,08(P_H - \bar{P}).$$

Эта корреляция показана на рис. 62.

Если откинуть только два срока наблюдений из 21, то коэффициент корреляции увеличивается до $r=0,88$. Эти «лишние» наблюдения: 1) 15 июля 1967 г., когда расход был малым (+0,3 Св), а давление все еще резко падало и не достигало значений менее 1000 мбар, и 2) 22 июля 1967 г., когда расход оста-

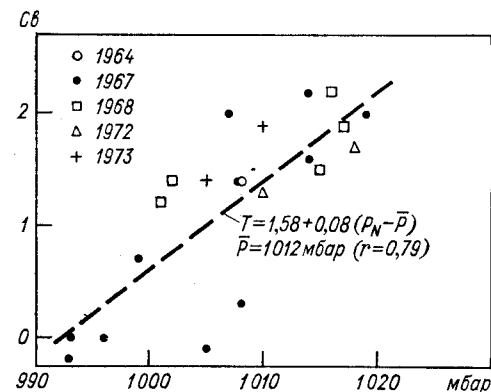


Рис. 62. Сопоставление расхода с атмосферным давлением в Номе за предыдущий день.

вался малым (—0,1 Св), хотя давление уже начало повышаться за два дня до этого. В первом случае (1) фазовое запаздывание не проявляется, т. е. использование значения давления за 15 июля дает лучшую корреляцию; во втором случае (2) запаздывание по фазе на три дня улучшает корреляцию.

Подгонка этих значений не правомочна, сама система, безусловно, намного сложнее физически, чем та модель, которую мы создали посредством простой корреляции расхода с давлением воздуха в Номе. Рассмотрим, например, изменения расходов на четырех августовских разрезах 1967 г.: ни давление в Номе, ни разность $(P_H - P_{\text{ш}})$ не отражают последовательность расходов в течение 4 дней, в то же время они как бы повторяются в изменениях тангенциального напряжения локального ветра (ср. рис. 60). Имеющиеся данные о давлении не воспроизводят достаточно подробно синоптические условия и поэтому совершенно не годятся для прогноза этих, являющихся вторичными, изменений в расходе (переносе вод).

Мы делаем вывод, что можно предвычислить расход вод через район Берингова пролива с точностью до $1/2$ Св, используя простую корреляцию с давлением воздуха у земли в Номе за предшествующий день, поскольку давление в Номе в достаточной степени отражает региональный режим ветра, который наряду с изменениями давления может изменить среднее состояние потока вод. Если известно местное тангенциальное напряжение ветра, то можно на основании этого значения далее усовершенствовать наши расчеты.

Региональный режим можно представить следующим образом. Ветры, связанные со средними значениями давления воздуха в Номе, имеют над северным сектором Берингова моря

северную составляющую, которая, воздействуя на меридионально ограниченное море, создает такое поле давления в воде, которое непрерывно заставляет воды смещаться на север. Этот северный поток усиливается, когда давление на северо-западе (м. Шмидта) низкое и северная составляющая ветра распространяется на район Чукотского моря; этого не происходит в тех случаях, когда давление на м. Шмидта высокое. Следует отметить, что низкое давление на м. Шмидта обычно ассоциируется с высоким давлением в Номе, и наоборот. Резкое падение давления в Номе обычно вызывается прохождением области низкого давления южнее Номы, которая движется на восток по обычной траектории циклонов. При такой синоптической ситуации создаются благоприятные условия для выноса вод из северного района Берингова моря. Этот эффект при длительном и интенсивном воздействии, как это было в период 15—22 июля 1967 г., локально понижает уровень моря южнее Берингова пролива по сравнению с районом к северу от него, в результате чего и происходит довольно редкий перенос вод на юг.

Кроме того, весьма вероятно, что основные изменения среднего северного течения могут вызываться непосредственно изменениями меридионального градиента атмосферного давления. Весной и летом 1973 г. мы получили две 120-дневные записи течений с горизонтов 96 и 126 м в каньоне Барроу (Mountain et al., в печати). Зарегистрированные течения хорошо коррелируют с разностью атмосферного давления между Барроу и Номом. Взаимная корреляция равнялась $-0,74$ для разности давления, которая опережала на один день изменения в гидросфере; отрицательная корреляция означает, что при увеличении южного градиента давления уменьшаются скорости северных течений. Оказалось возможным довольно хорошо промоделировать изменения потока как возмущений, вызванных изменениями в меридиональном градиенте атмосферного давления. Данные об изменении (разности) атмосферного давления разлагались в ряд Фурье и использовались для решения уравнения возмущений количества движения (причем турбулентная вязкость вводилась как свободный параметр); таким образом получали рассчитанные течения, которые оказались чрезвычайно близкими к наблюдаемым (коэффициент взаимной корреляции $0,83$). Пытаясь привязать эти результаты к нашим рассуждениям о потоке через Берингов пролив в зависимости от давления в Номе, мы проанализировали данные об атмосферном давлении для станций Барроу и Ном. Хотя высокое давление в Номе имеет тенденцию соответствовать малым значениям разности давлений между Барроу и Номом, корреляция между этими событиями оказывается не очень хорошей и обычно колеблется от $-0,2$ до $-0,7$. Тем не менее весьма возможно, что имеющиеся данные об атмосферном давлении всегда позволяют правильно определить меридиональный градиент атмосферного давления

для района Берингова пролива. Мы считаем, что изменения в интенсивности потоков в Беринговом проливе и каньоне Барроу имеют тенденцию следовать меридиональному градиенту атмосферного давления этого района, причем относительно высокое давление на севере ассоциируется с ослабленным северным потоком. Таким образом, можно сделать вывод, что основные изменения в режиме потока, обусловленные этим механизмом, не формируются в одном районе (с последующим распространением в другой), а скорее вся система течений от Берингова пролива до Барроу реагирует почти одновременно.

Изменения давления в Номе до некоторой степени также отражают направления локальных ветров: южные ветры обычно бывают при высоком давлении, а северные — при низком. Таким образом, несмотря на то, что сложность системы очевидна, различные рассматриваемые факторы взаимодействуют таким образом, что давление в Номе может служить хорошим индексом работы всего механизма, регулирующего поток.

Следует указать на тот факт, что измерения расходов в рассматриваемом районе производились в основном в летнее время; исключения составляют съемка района вблизи прол. Чирикова 2—19 февраля 1968 г. (рис. 44) и измерения с ледокола «Стейтн-Айленд» в апреле 1969 г. Течения, измеренные со «Стейтн-Айленда» в районе от о. Кинг и далее на север через восточный канал Берингова пролива 21—24 апреля 1969 г., представлены на рис. 63.

Для исследования вопроса о возможном влиянии атмосферы на результаты измерений, проведенных с борта «Нортуинда» в феврале 1968 г., мы приводим на рис. 64 данные о давлении в Номе, разность давления ($P_N - P_{Ш}$) и тангенциальное напряжение ветра, рассчитанное по наблюдениям за ветром во время выполнения гидрологических станций. При расчетах считали, что напряжение положительное в направлении на СВ и отрицательное — на ЮЗ. Станции выполнялись в районе прол. Чирикова только в периоды с 6 по 8 и с 15 по 17 февраля. В течение первого периода наблюдений давление в Номе резко падало, а 7 февраля оно стало меньше 1000 мбар. Одновременно развивалась большая отрицательная разность давлений. Кроме того, 7 февраля наблюдались большие значения напряжения ветра в направлении на ЮЗ. Таким образом, создались условия, способствующие уменьшению северного потока, а возможно, и изменению его направления. Во второй период измерений к 14 февраля давление в Номе возросло выше средних значений для этого района, но все же на м. Шмидта давление было намного выше. Кроме того, в этот период наблюдались очень большие величины юго-западного напряжения ветра (13 и 14 февраля наблюдения не производились, но по данным за 17 февраля юго-западное напряжение ветра было более 4 дин/см^2).

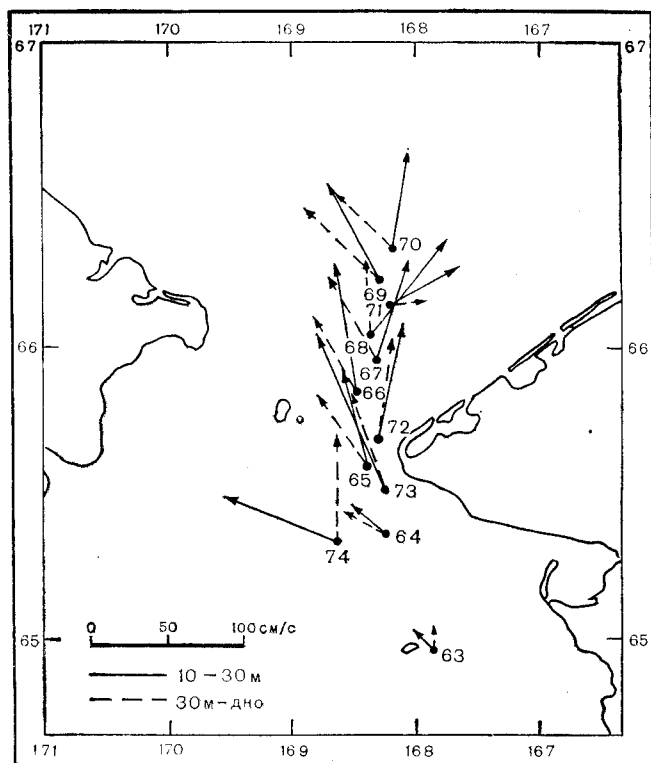


Рис. 63. Осредненные в слоях 10—30 м и 30 м — придонный слой течения, измеренные в Беринговом проливе 21—24 апреля 1969 г., по данным ледокола «Стейтн-Айленд». Станции № 63—69 21—22 апреля, станции № 70—74 23—24 апреля.

Хотя эти данные не очень убедительны, мы все же считаем, что условия, преобладавшие во время наблюдения за течениями в феврале 1968 г., способствовали ослаблению северного потока и даже могли привести к изменению его направления, что соответствует нашим предыдущим выводам об аномальном характере февральских измерений.

Измерения течений в Беринговом проливе в апреле 1969 г. (рис. 63) показали сравнительно высокие скорости (50—100 см/с). Скорости по станциям № 65 и 72 в восточном канале по величине и направлению схожи с измеренными примерно в этих же пунктах 17 и 18 июля 1968 г. (рис. 47) и 24—25 июля 1972 г. (рис. 84). Северные расходы по разрезу за эти сроки были соответственно 1,5 и 1,7 Св. Поскольку горизонтальный сдвиг по разрезу в Беринговом проливе относительно постоянен, то можно сделать вывод, что 21—24 апреля 1969 г. мы располагаем убедительными доказательствами того, что расход был

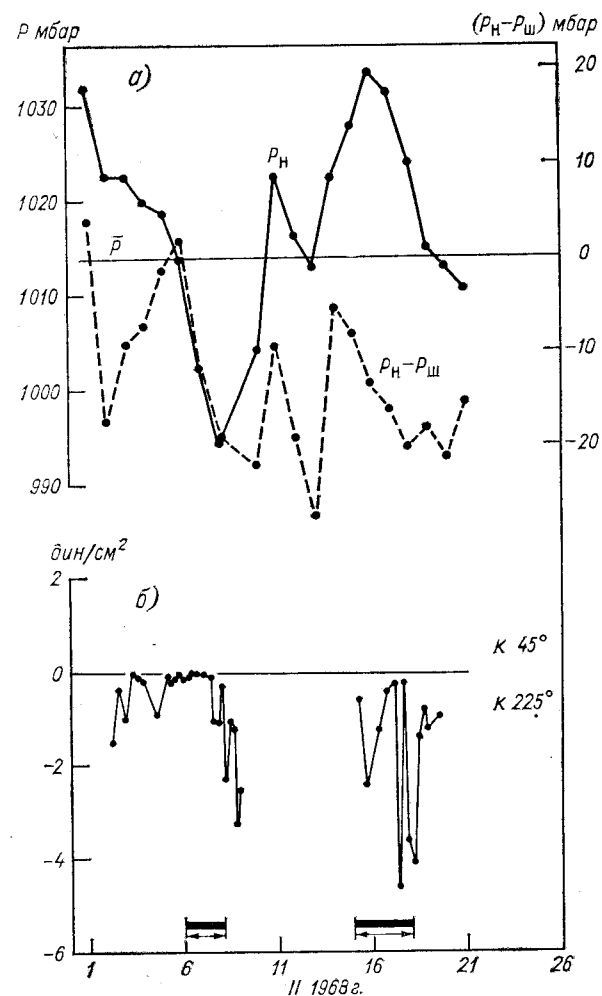


Рис. 64. Ход атмосферного давления у земли по наблюдениям в Номе и разности давления (Ном — м. Шмидта) в феврале 1968 г. (а). Временной ход проекций напряжения ветра на направление северо-восток — юго-запад, рассчитанных по данным измерения ветра с ледокола «Нортуинд» в феврале 1968 г. (б). У оси абсцисс жирными линиями указаны периоды инструментальных наблюдений течений вблизи прол. Чirikова.

северным и превышал 1,5 Св. Теперь, принимая $T=1,58+0,08(P_H-\bar{P})$, можно рассчитать расходы:

Апрель	T Св	Апрель	T Св
21	+1,5	23	+2,5
22	+2,5	24	+2,5

Тенденция сопоставима с диаграммой течений рис. 63.

Советские океанологи в течение многих лет сообщали, что расход зимой составляет только $1/3—1/4$ расхода в летнее время. Эта идея была впервые выдвинута И. В. Максимовым (Максимов, 1945), но, насколько нам известно, данных, подтверждающих эту гипотезу, нет. В работах Федоровой и Янкиной (Fedorova and Jankina, 1964) и Антонова (Antonov, 1968) показано, что годовой цикл сравнительно ровный, с минимумом в марте (0,4 Св) и максимумом в августе (1,6 Св).

Наши измеренные расходы хорошо согласуются с данными советских ученых за летние месяцы. Однако имеющиеся в нашем распоряжении данные разрешают предположить, что и в другое время года течения в среднем существенно не отличаются от тех, которые имеют место летом. Измерения течений в марте 1967 г. к северу от Берингова пролива показали, что средний поток такой же, как и летом (Coachman and Tripp, 1970); то же самое можно сказать и об упоминавшихся выше апрельских измерениях 1969 г. Данные за февраль 1968 г. указывают на аномально слабый северный поток или даже поток в обратном (южном) направлении в прол. Чирикова на протяжении некоторого короткого периода времени, но атмосферные условия в остальную часть февраля больше соответствуют нормальным расходам. Например, предположив, что рассматриваемая выше зависимость расход/давление справедлива, мы можем рассчитать средний расход за февраль 1968 г. по суточным значениям давления, который будет равен +1,5 Св. Для сравнения средние расходы за лето 1968 г. (29 июня—21 июля) и лето 1967 г. (9 июля—9 августа) составили соответственно +1,6 и +1,3 Св. Можно сделать вывод, что у нас пока еще нет удовлетворительных доказательств наличия годового цикла изменения расхода через Берингов пролив со средними малыми значениями (менее 1 Св) зимой и высокими значениями летом. Вместо этого мы полагаем, что расход может изменяться в два раза в гораздо более короткие сроки (примерно за одну неделю), однако эти изменения нивелируются при осреднении за месяц. Таким образом, среднемесячный расход в течение года скорее всего колеблется от 1 до 2 Св, что, как известно, и есть значение среднегодового расхода.

ЧУКОТСКОЕ МОРЕ

ВВЕДЕНИЕ

Воды Берингова моря, которые переносятся на север через Берингов пролив, оказываются в Чукотском море, и прежде чем попасть в Северный Ледовитый океан, проходят этот район, имеющий протяженность около 700 км. По пути эти водные массы заметно трансформируются, но, несмотря на это, они в Северном Ледовитом океане легко распознаются и образуют существенную долю подповерхностного слоя (выше слоя скачка плотности) (Coachman and Barnes, 1961).

Чукотское море—это море материкового шельфа, но для дна Чукотского моря характерна более четкая топография, чем для дна северной части Берингова моря (см. рис. 1). Основной особенностью северного сектора центральной части акватории является мель—банка Геральд, где встречаются глубины менее 30 м. Южнее этого мелководного участка и западнее м. Хоп глубина достигает почти 60 м. Это внутренний конец вытянутой подводной долины, которая является продолжением желоба Геральд, пересекающего шельф к северу от о. Геральд и заканчивающегося, по всей вероятности, в зал. Коцебу. Вблизи о. Геральд глубины в каньоне достигают 90 м.

На восточной стороне банки Геральд имеется ложбина с глубинами до 50 м. Эта долина кажется не слишком длинной и не образует подводного каньона, так как глубины менее 50 м встречаются и к северу, и к югу от нее.

На северо-востоке Чукотского моря проходит желоб Барроу с глубинами более 50 м, подходящими к м. Франклин. Этот подводный каньон прорезает шельф параллельно аляскинскому берегу, проходя недалеко от него. Каньон характеризуется

асимметрией; наиболее крутой его склон — ближайший к берегу.

Чукотское море на западе соединяется с Восточно-Сибирским морем прол. Лонга, ширина которого 135 км, а глубина на пороге — примерно 45 м.

Две большие отмели простираются на север с запада, являясь как бы продолжением двух п-овов — Сьюард и м. Хоп/м. Лисберн. Эти отмели состоят из отложений, принесенных преобладающими течениями с юга (Creager and McManus, 1966); они существенно влияют на поле потока.

Наиболее полный анализ режима вод в Чукотском море дал Огорд в 1964 г. (Aagaard, 1964). Для анализа использовались в основном результаты октябрьской экспедиции 1962 г. на ледоколе «Нортуинд». Эта экспедиция произвела единственную квазисиноптическую съемку всего моря.* Огорд использовал для своего анализа и другие данные, такие, как станции, выполненные в 1922 г. с борта судна «Мод» в северо-западном секторе моря, результаты экспедиции 1960 г. на «Браун-Беаре» в восточном районе моря, когда измерения производились по всему сектору до м. Айс-Кейп, а также результаты гидрологических разрезов, выполненных вдоль побережья Сибири до прол. Лонга с борта ледокола «Нортуинд» в 1963 г.

Анализ привел к выделению трех основных водных масс в регионе: аляскинской прибрежной, сибирской прибрежной, а также центральной и подповерхностной водных масс.

Аляскинская прибрежная водная масса с характерной соленостью менее 31‰ движется на север вдоль восточной границы моря. Летом эти воды теплые, их характерная температура 10—15°C; здесь наблюдаются большие горизонтальные градиенты как температуры (уменьшающейся в западном направлении), так и солености (увеличивающейся в западном направлении) (ср. рис. 24). Ситуация, подобная описанной, наблюдалась и в октябре 1962 г., но при этом температура была намного меньше. Значения солености в начале октября были несколько ниже, чем отмеченные во время предыдущих летних рейсов, затем соленость немного повышалась к концу октября. Градиенты температуры и солености в начале октября также были меньше, кроме того, к концу месяца они заметно уменьшились. Подсчитано, что уменьшение теплосодержания вод в южной части Чукотского моря осенью происходит на 30% за счет потери тепла через поверхность моря в атмосферу и на 70% — благодаря переносу холодных вод с юга.

Северный поток аляскинских прибрежных вод вдоль восточного края моря (ср. рис. 46) в значительной степени параллелен рельефу дна, о чем писали Флеминг и Хеггарты (Fleming and Heggarty, 1966).

* В этот период года. — Прим. ред.

Таким образом, поток из Берингова пролива движется на север, а затем севернее отмели у м. Принца Уэльского (примерно в 60—80 км к северу от пролива) он поворачивает на северо-восток и далее на восток к зал. Коцебу. Интенсивность поступления этих вод в зал. Коцебу меняется — летом 1959 г. воды проникали гораздо дальше, чем летом 1960 г. и в октябре 1962 г. Воды «сливаются» в сторону м. Хоп, где поток ускоряется. Вблизи м. Хоп поток раздваивается. Одна часть движется на северо-запад вдоль южного берега о. Геральд, а другая — на северо-восток вдоль аляскинского берега.

Под аляскинской прибрежной водной массой с малой соленостью осенью 1962 г. располагался слой более соленой воды (31,5—32,4‰), которая в целом была примерно на 2°C теплее поверхностных вод. Эти воды тоже в основном распространялись в соответствии с донным рельефом, т. е. двигались к м. Хоп, но стречень этих вод оказался несколько смещенным к западу от линии движения поверхностных малосоленых вод. К северо-западу от м. Хоп поток подповерхностных вод тоже разделяется: одна ветвь движется на северо-запад от банки Геральд, а вторая — на северо-восток (когда ветры были из северо-восточного квадранта, поток вод в верхнем слое, двигавшихся на северо-восток вдоль берега Аляски, замедлялся либо менял направление, но поток подповерхностного слоя оказался менее подверженным этому влиянию).

Сибирская прибрежная водная масса, по данным экспедиции на ледоколе «Нортуинд» в 1962 г., была холоднее — 1°C, а соленость ее — меньше 30,5‰; эти воды двигались на юго-восток вдоль сибирского побережья. Расстояние, на которое это прибрежное течение проникает в Берингов пролив, меняется от года к году: так, в октябре 1962 г. эти воды были обнаружены в 80 км от м. Сердце-Камень, но если в течение длительного периода сохранялись западные или северо-западные ветры, то эти воды могли достичь м. Дежнева. В прол. Лонга поток сибирской прибрежной водной массы достаточно широк, затем он сужается в восточном направлении.

Температура и соленость сибирской прибрежной водной массы меняются ежегодно и внутри года от сезона к сезону в весьма широких пределах; основная характеристика этого потока — широкий диапазон относительно малых соленостей и температур. Огорд проанализировал различные возможные причины дефицита солености и пришел к выводу, что эти причины кроются в Восточно-Сибирском море, куда великие сибирские реки Колыма и Индигирка сбрасывают большое количество пресных вод. Локальное таяние льда также снижает соленость, особенно в начале лета.

В центральном секторе Чукотского моря воды, подстилающие верхний слой, имеют характерную температуру 1°C и соленость 32,9‰. Наиболее удивительной особенностью этого

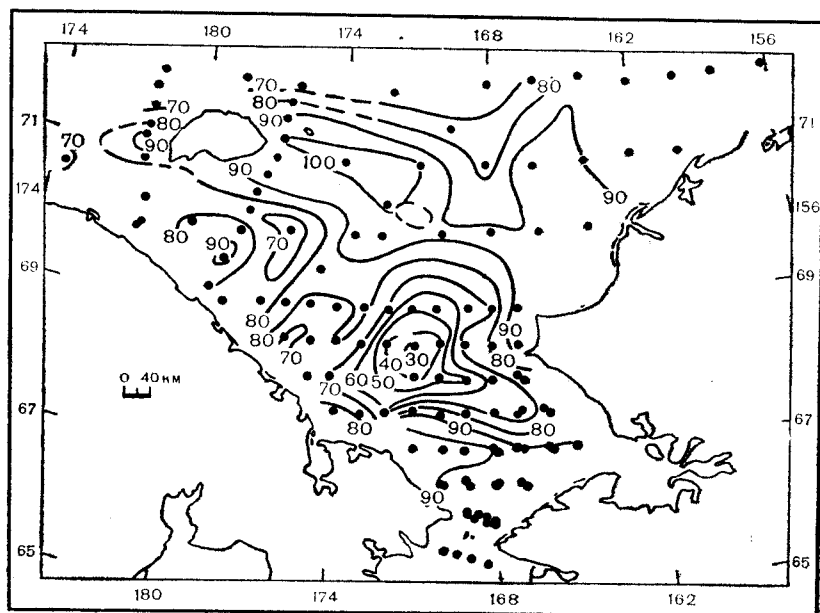


Рис. 65. Насыщение донных вод кислородом (в %), по данным «Нортуинда» 1962 г. (из Aagaard, 1964).

района оказалась большая область донных вод с резко выраженным дефицитом кислорода, обнаруженная в южной части центрального сектора (рис. 65). Это можно объяснить тем, что донные воды летом и осенью застаиваются и здесь должна полностью отсутствовать адвекция в эти периоды года. Если мы предположим, что устойчивые воды попали в этот район в июне, причем насыщение их кислородом было равно 80%, и что влиянием фотосинтеза и диффузии можно пренебречь, то можно рассчитать, что скорость использования (расхода) кислорода составляет 11 мл/год (см. более подробное рассуждение по этому поводу в разделе «Водные массы»).

Поверхностные воды центрального и северного районов моря имеют соленость, значения которой меняются от 31 до 32,5‰; при этом хорошо прослеживается тенденция увеличения солености к северу. В конце октября температура воды верхнего слоя была ниже, чем приповерхностных слоев, что можно объяснить осенним выхолаживанием, а летом наибольшие значения температуры наблюдаются на поверхности. Есть данные, свидетельствующие о вертикальном перемешивании в районе банки Геральд.

Вдоль сибирского и аляскинского побережий обнаружены придонные «вкрапления» («вторжения») холодных соленых вод (более 33‰). В прол. Лонга это явление можно объяснить

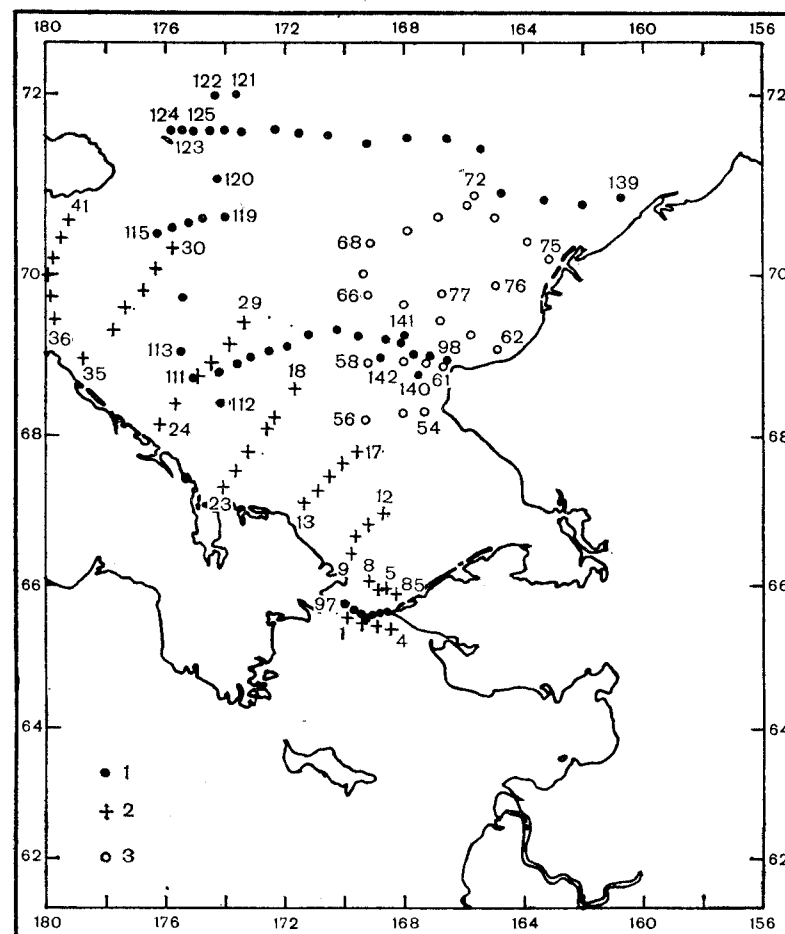


Рис. 66. Положение станций, выполненных в Чукотском море судном «Браун-Бер» 7—11 августа 1960 г. (3), ледоколом «Нортуинд» 7—12 августа 1963 г. (2) и «Ошоро-Мару» 24 июля — 1 августа 1972 г. (1).

течением, несущим воды сибирской прибрежной водной массы. Еще более соленые воды (от 33,9 до 34,3‰) с температурой от $-0,7$ до $-0,9^{\circ}\text{C}$ наблюдались на более глубоких горизонтах к юго-западу от м. Барроу. Можно сделать вывод, что это воды Северного Ледовитого океана с глубин более 100 м, присутствие которых можно отнести за счет близости желоба Барроу. Данные, полученные после 1964 г. (см. табл. 1), включают наблюдения на разрезах, на которых в июле 1967 г. с борта ледокола «Нортуинд» через сравнительно малые интервалы выполнялись станции (судно становилось на якорь) (см. рис. 2 а, б), подробную океанографическую съемку в сентябре —

октябре 1970 г., работы на треугольном полигоне к северу и западу от м. Лисберн и м. Айси-Кейп, включая некоторые измерения течений (Уэбсек-70) и экспедицию на «Ошоро-Мару» (рис. 66) в конце июля 1972 г.; четырехсуточные измерения течений в центральной части зал. Коцебу были выполнены в марте 1968 г. (Coachman and Tripp, 1970), в августе 1966 г. было выполнено около 440 измерений течений в прол. Лонга (Coachman and Rankin, 1968).

ВОДНЫЕ МАССЫ

В Беринговом проливе выделяются три водные массы (с востока на запад): аляскинская прибрежная, берингоморского шельфа, анадырская. Эти водные массы различаются по солености. На небольшом отрезке к северу от пролива водные массы

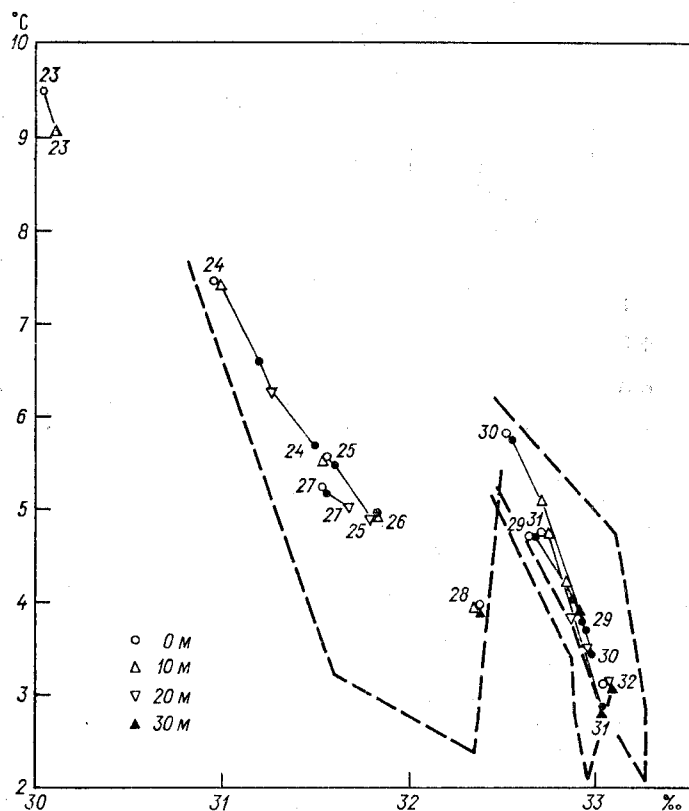


Рис. 67. T, S-диаграмма, шешмаревский разрез (рис. 2, левая сторона) и T, S-огнибающая для водных масс в Беринговом проливе (рис. 41). Нумерация станций с востока на запад, с № 23 по № 32. «Нортуинд», 15 июля 1967 г.

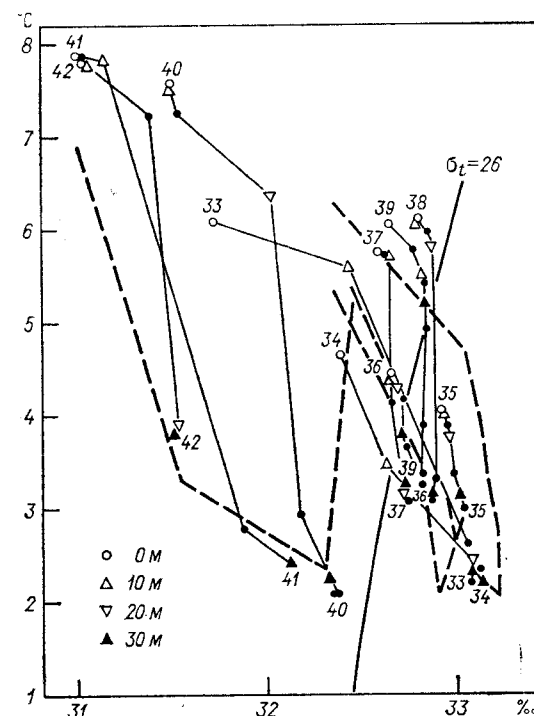


Рис. 68. T, S-диаграмма по разрезу м. Хоп (рис. 2, левая сторона) за 16—17 июля 1967 г. («Нортуинд») и T, S-огнибающая водных масс в Беринговом проливе (рис. 41). Нумерация станций с востока на запад, с № 33 по № 42.

несколько видоизменяются, и мы можем выделить уже только две разновидности, — происходит смешение анадырской водной массы и вод берингоморского шельфа. На рис. 67 приведен шешмаревский разрез за 15 июля 1967 г., выполненный ледоколом «Нортуинд» (С, рис. 2а), а на рис. 68 приведен разрез от м. Хоп (D, рис. 2а). Анадырская водная масса и водная масса берингоморского шельфа, разность солености между которыми первоначально не превышала 0,2—0,3‰ в их более глубоких слоях, смешались латерально, и различие в солености исчезло. Однако сохраняется неизменным четкое отличие этих водных масс от малосоленой аляскинской прибрежной водной массы.

Таким образом, образуется новая водная масса в районе, лежащем непосредственно севернее Берингова пролива. Диапазон изменения солености этой новой водной массы включает соответствующие диапазоны «родительских» водных масс шельфа Берингова моря и анадырской, которые летом 1967 г. были 32,6—33,2‰ (в этот год имели место соленые воды,

ср. рис. 35); в 1963 г. соленость менялась лишь в пределах 32,5—33,05‰ (данные «Нортуинда»), а в 1972 г. этот диапазон был 32,3—33‰ (годы с менее солеными водами). Мы назвали эту новую водную массу водной массой Берингова моря, она занимает преимущественно центральный и западный район южного сектора Чукотского моря. Температура этой водной массы примерно такая же, как и температура «родительских» водных масс в Беринговом проливе, с минимумом в летнее время около 2°C.

Четкое разграничение между водной массой Берингова моря и аляскинской прибрежной проявляется еще сильнее благодаря смешению последней с малосолеными водами из зал. Коцебу. Эти воды имеют такой же широкий диапазон малых значений солености и высоких значений температуры летом, как и аляскинские прибрежные; они вливаются в общий северный поток, движущийся в сторону м. Хоп. Несколько меньшие значения температуры, зафиксированные придонными датчиками на станциях № 40 и 41 на разрезе м. Хоп, тем не менее сопоставимы с температурами, зарегистрированными в Беринговом проливе (рис. 68), и могут быть объяснены за счет вод, поступающих из зал. Коцебу.

Мы считаем, что воды, приходящие из зал. Коцебу, продолжают движение на юго-запад вдоль северного берега п-ова Сьюард, примерно до о. Шишмарев, а затем они вливаются в общий северный поток. На шишмаревском разрезе 18—19 июля 1968 г. (рис. 69) три самые восточные станции (№ 68—70) показали, что воды здесь гораздо менее соленые, чем аляскинская прибрежная водная масса, которую мы наблюдали в Беринговом проливе. Измерения течений вблизи о. Шишмарев (ср. рис. 46) указывают на то, что поток в этом районе имеет западную составляющую. Таким образом, исходя из имеющихся данных, можно предположить наличие антициклонического вихря за м. Принца Уэльского, располагающегося южнее основного северного потока.

Возникает вопрос, возможно ли проникновение сибирских прибрежных вод в Берингов пролив. Ни один подробный разрез, когда станции выполнялись примерно на расстоянии 25 км от сибирского берега к северу от пролива, не дает доказательств того, что какая-то часть сибирских прибрежных вод попадает в исследуемую систему. Даже в период изменения направления потока с северного на южное в июле 1967 г. наблюдения на станциях по разрезу от м. Хоп (рис. 70) не показали наличия холодных, малосоленых вод. На станции № 83, ближе всего расположенной к Сибири, были обнаружены донные воды с несколько более высокой соленостью и примерно на целый градус более холодные, чем вода Берингова моря. Однако, исходя из целого ряда характеристик, можно предположить, что это донные воды Чукотского моря (см. ниже), которые сме-

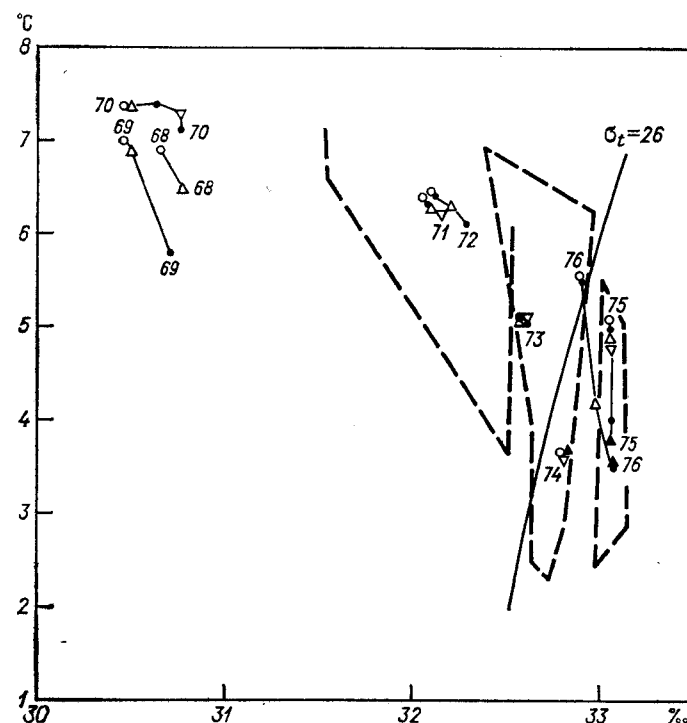


Рис. 69. T, S-диаграмма по шишмаревскому разрезу (рис. 3) за 18—19 июля 1968 г. (по данным «Стейт-Айленда») и T, S-огнивающая водных масс в Беринговом проливе за 17—18 июля 1968 г. (рис. 6). Нумерация станций с востока на запад с № 68 по № 76.

стились на юго-восток от своего обычного местоположения во время аномального южного потока.

Не исключена возможность, что холодные, малосоленые сибирские прибрежные воды иногда все же проникают в Берингов пролив не более чем на 25 км от берега. Единственные опубликованные советские данные по этому району — результаты Ратманова за 1932 и 1933 гг., когда он наблюдал южный поток на станции, ближайшей к м. Дежнева. Тщательный анализ опубликованных статей Ратманова, посвященных рассмотрению распределения температуры и солености на горизонтах 10, 25 м и у дна для летних месяцев 1932 и 1933 гг., показывает, что вблизи Берингова пролива мы не находим воды с характеристиками, которые нельзя отнести к водным массам северного сектора Берингова моря. Таким образом, оказывается, что в южную часть Чукотского моря попадает достаточное количество вод с юга и поэтому сибирские прибрежные воды при нормальных условиях не могут проникать в Берингов пролив.

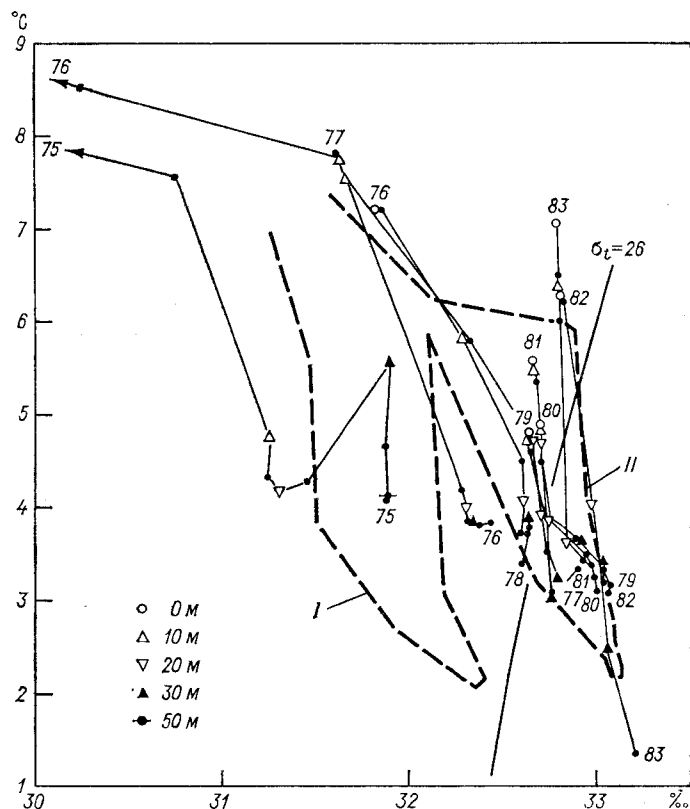


Рис. 70. T, S -диаграмма по разрезу м. Хоп, 22—23 июля 1967 г. «Нортуинд», рис. 2, правая сторона) и огибающая T, S -кривых водных масс на разрезе м. Хоп 16—17 июля 1967 г. (рис. 68). Нумерация станций с востока на запад, с № 75 по № 83.

I — аляскинская прибрежная водная масса, *II* — берингоморская.

Мы уже высказывали это предположение раньше, а именно: в редкие и сравнительно короткие периоды, когда поток вод в системе меняет направление, воды Берингова моря лишь временно смещаются к югу. Потребовалось бы в течение длительного времени сохранять аномальную ситуацию, когда генеральный поток направлен к югу, чтобы полностью «слить» систему; подобный случай еще не был инструментально зарегистрирован.

Лучше всего изучать движение и трансформацию водных масс в центральном и северном районах Чукотского моря в середине лета, когда пределы изменения значений солёности и температуры максимальны. При этом легче всего проводить дифференциацию водных масс и следить за их взаимодействием.

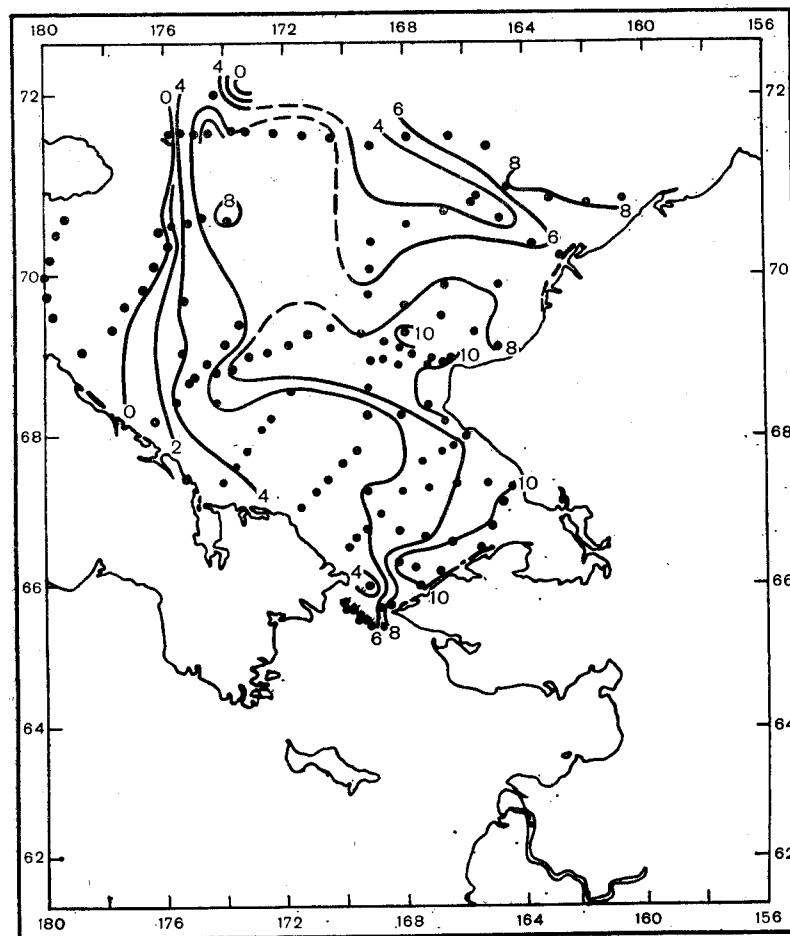


Рис. 71. Распределение средней температуры (в °C) в слое 0—10 м в середине лета, по данным станций, указанных на рис. 66.

Сравнение данных трех летних рейсов (1972 г. «Ошоро-Мару», 1960 г. «Браун-Бейр» и 1963 г. «Нортуинд») (рис. 66) показало, что значения температуры и солёности, полученные в этих экспедициях, сопоставимы между собой.

Среднее распределение температуры и солёности в верхнем слое вод (0—10 м), выведенное на основании этих данных, дано соответственно на рис. 71 и 72.

Наиболее теплые воды располагаются на восточной стороне системы, к югу от м. Хоп, — они непосредственно связаны с зал. Коцебу. К северо-западу от м. Хоп поток этих вод раздваивается: западная ветвь поворачивает на юг и запад от

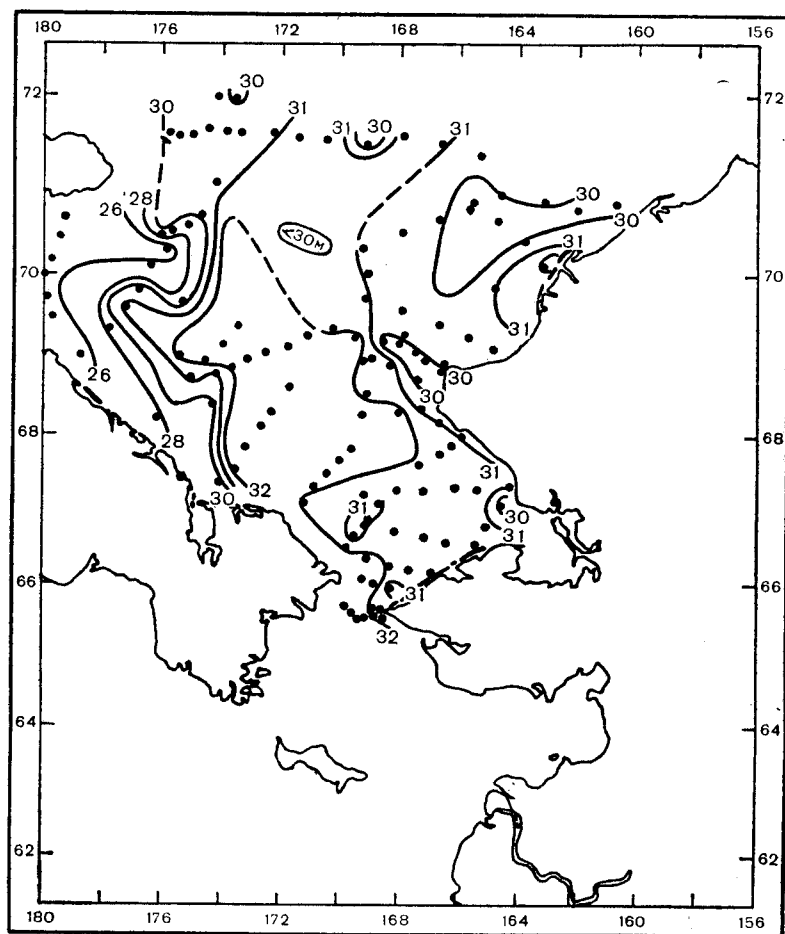


Рис. 72. Распределение средней солености (в ‰) в слое 0–10 м в середине лета, по данным станций рис. 66.

банки Геральд, а затем уходит на север в Арктический бассейн параллельно подводному желобу Геральд (ср. рис. 1).

Восточная ветвь потока теплых вод уходит на северо-восток от м. Лисберн, двигаясь примерно параллельно аляскинскому берегу, а в районе м. Айс-Кейп эти воды вытесняются языком холодных вод с северо-запада.

Распределение солености показывает, что малосоленые аляскинские прибрежные воды на восточной стороне потока еще больше разбавляются за счет поступления малосоленых вод из зал. Коцебу; такая смесь преобладает в северо-восточном потоке к северу от м. Лисберн. Северо-западное ответвле-

ние потока имеет наиболее соленые (более 31‰) воды, поступившие с юга.

Возле о. Врангеля, у прол. Лонга и побережья Сибири обнаружены воды, характеризующиеся значительно меньшей соленостью и очень низкой температурой — это описанная ранее Огордом сибирская прибрежная вода.

Прослеживается хорошо выраженная фронтальная зона между этими двумя водными массами, из которых одна зарождается в Беринговом море, а вторая — в Восточно-Сибирском море. Таким образом, воды Берингова моря, двигаясь на север через центральную часть Чукотского моря, в поверхностном слое образуют язык вод сравнительно высокой солености, а по бокам (с запада и востока) от этого языка располагаются менее соленые воды. Западная граница языка характеризуется мощными градиентами температуры и солености, а с восточной стороны переход к более низким значениям солености и более высоким температурам происходит более плавно.

Воды Берингова моря, образовавшиеся на юге Чукотского моря из анадырской водной массы и вод берингоморского шельфа, имеют диапазон изменения солености от 32,2 до 33‰ (по данным экспедиционных измерений).

Воды с такими значениями солености располагаются под поверхностным слоем. Для иллюстрации распределения характеристик (средних температуры и солености) этих вод в разгар лета на глубинах от 30 м до дна мы приводим рис. 73 и 74. Схема распределения температуры и солености в целом сходна с распределением этих характеристик в верхнем слое. Менее соленые воды концентрируются у берега Аляски, — это северо-восточная ветвь Аляскинского течения. Именно эти воды имеют самую высокую температуру. Более соленая часть сравнительно теплых вод преобладает в центральном районе Чукотского моря. По распределению этих вод можно судить об их движении в Северный Ледовитый океан западнее банки Геральд. Совершенно аналогичная картина наблюдается и в верхнем слое. Однако в южном и центральном районах стрекнь этой воды, обозначенный языкообразными изотермами, оказывается сильно смещенным на запад от стрекня потока в верхнем слое.

Проникновение на юг моря сибирской прибрежной воды из Восточно-Сибирского моря вдоль побережья, о чем свидетельствуют холодные воды с соленостью, меньшей, чем соленость берингоморской воды (менее 32,2‰), — еще одна особенность, сходная с условиями в верхнем слое. Есть также доказательства того, что в Чукотское море попадают воды, соленость которых больше, чем соленость вод Берингова моря (более 33‰ во время этих рейсов). Возможным источником этих вод можно считать Восточно-Сибирское море, откуда эти воды приходят через прол. Лонга. Эти «чужеродные» холодные (менее -1°C) и соленые воды, по-видимому, проникают далеко на север,

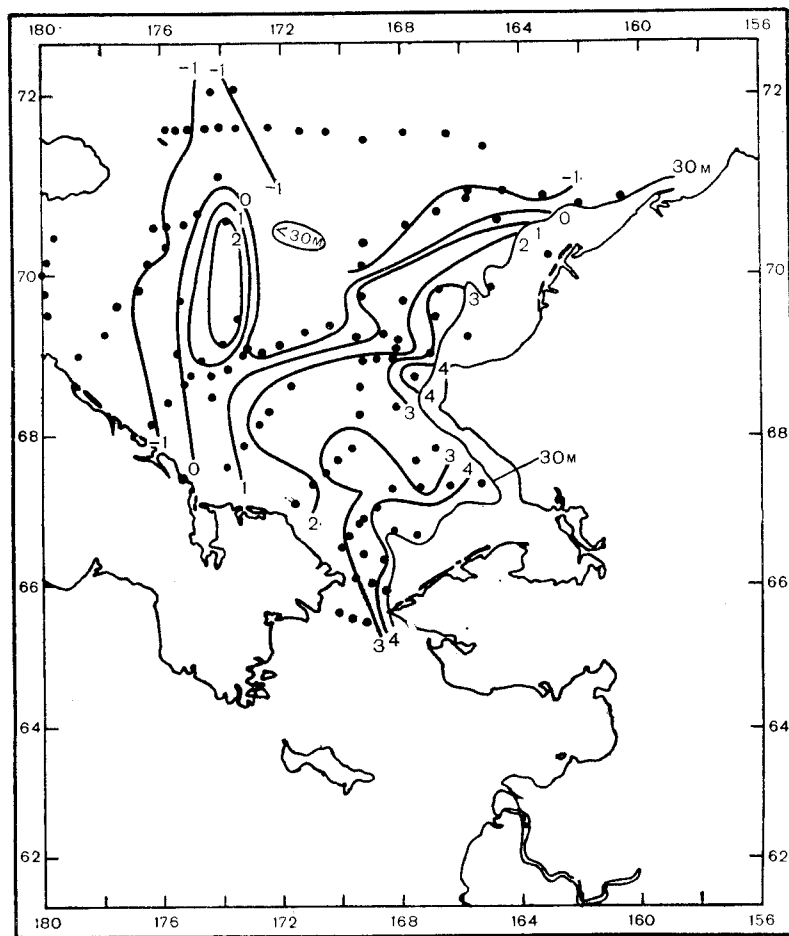


Рис. 73. Распределение средней температуры донной воды (ниже 30 м) в середине лета (станции рис. 66).

обходя с востока о. Врангеля, и граничат на западе с водами Берингова моря, проходя желобом Геральд. Второй участок, где обнаружено вторжение соленых вод, — это внутренний конец подводного желоба Барроу, где по данным трех станций, выполненных к северу от м. Аиси-Кейп, средняя соленость на глубинах ниже горизонта 30 м оказалась более 33‰. Таким образом, эти данные подтверждают данные Огорда о наличии арктических вод в глубинах желоба Барроу.

Еще одно подтверждение проникновения вод из Арктического бассейна в желоб Барроу было получено по данным двух притопленных буйковых станций (Mountain, в печати), установ-

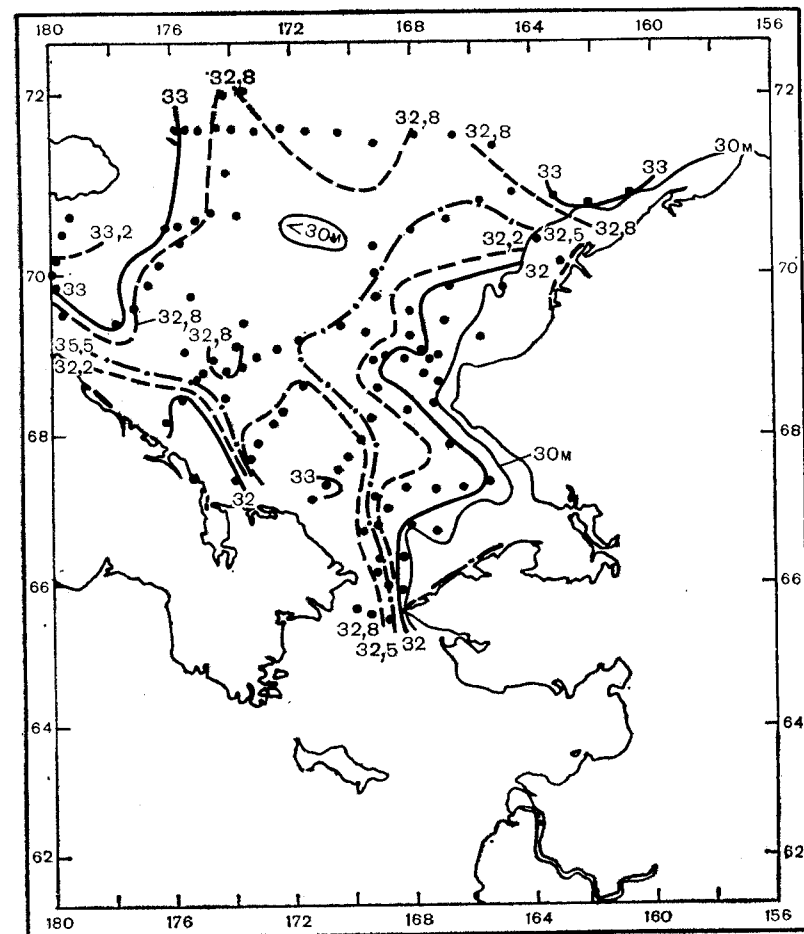


Рис. 74. Распределение средней солености слоя донных вод (ниже 30 м) в середине лета, по данным станций рис. 66.

ленных в 20 км на СЗ от м. Барроу в 150-метровой толще воды на оси желоба, на глубинах 96 и 126 м в период с 17 апреля по 17 августа 1973 г.

Данные показывают, что большую часть времени вода с температурой, близкой к точке замерзания, двигалась по направлению из желоба в сторону Канадской котловины. В конце дня 20 мая направление потока изменилось, воды двигались в сторону берега со скоростью 40 см/с. Через 20 ч после смены направления температура (по данным самого глубокого датчика) резко возросла, достигнув 0,2°C, и в течение двух дней эта высокая температура сохранялась. В последней половине

этого периода направление течения, по данным глубинного датчика, изменилось: поток начал опять двигаться из желоба, но потребовалось примерно около 12 ч такого движения, чтобы температура воды вновь упала до значений ниже -1°C .

Зарегистрированные инструментально (нижним датчиком) более теплые воды, без сомнения, являются атлантическими водами, поступившими из Арктического бассейна; типичная для этих вод изотерма $0,2^{\circ}\text{C}$ в Канадской котловине наблюдается на глубинах 300—350 м. Такие длительные периоды, когда поток вод направлен к берегу, довольно часто прослеживаются в данных, хотя столь высокая температура, как $0,2^{\circ}\text{C}$, отмечалась только в одном случае за 4 месяца работы притопленных буйковых станций.

В нескольких летних экспедициях проводились гидрохимические наблюдения (анализ вод на содержание кислорода). На рис. 75 приводятся данные о насыщении придонных вод кислородом (в процентах). Распределение содержания кислорода качественно соответствует распределению кислорода осенью 1962 г. (рис. 65). Нижние слои аляскинской прибрежной воды близки к насыщению, а основная масса беринговоморской воды состоит из вод, насыщение которых кислородом составляет 80—100%. Имеется район с минимальным содержанием кислорода, обнаруженный в середине лета в центральной части Чукотского моря, однако во время измерений он занимал более западное положение, чем в 1962 г., а содержание кислорода не было столь низким, как тогда.

Можно сделать вывод, что описание распределения водных масс, сделанное Огордом, вполне приемлемо и что общие особенности этого распределения одинаковы для лета и осени. Наличие в нашем распоряжении в настоящее время дополнительной информации позволяет лучше осветить некоторые особенности этого распределения.

Можно окончательно согласиться со сделанным ранее выводом о том, что распределение водных масс в этом районе должно в значительной степени зависеть от топографии дна (Fleming and Heggarty, 1966). В южной части Чукотского моря отклонение изотерм и изохалин в восточном направлении, в сторону зал. Коцебу, хорошо соответствует изолиниям глубин 30 и 40 м последних батиметрических карт этого района (см. рис. 1). К северу от м. Лисберн, где изобаты 30 и 40 м отклоняются от берега, мы находим соответствующее смещение стрекния аляскинской прибрежной воды, а с подветренной стороны м. Хоп (п-ов Лисберн) формируется антициклоническая замкнутая циркуляция, восточная окраина которой обозначена южным смещением изотермы 8°C (рис. 71). Измерения течений, выполненные во время экспедиции «Уэбсек-70» (Ingham et al., 1972), также подтверждают наличие полупостоянного вихря в этом районе.

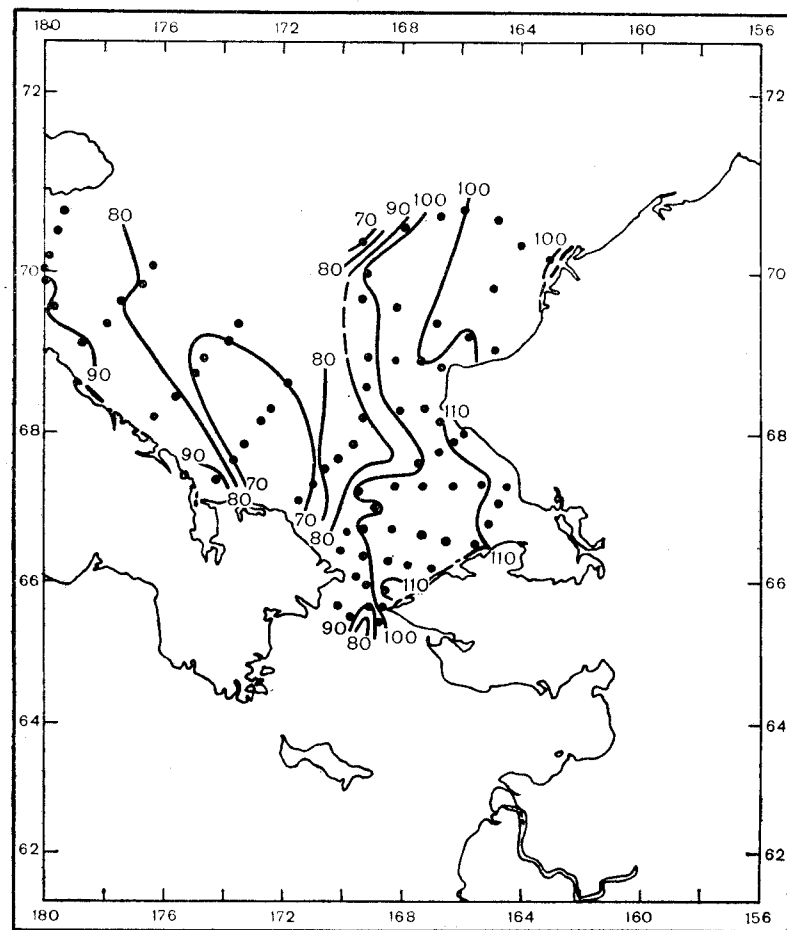


Рис. 75. Насыщение вод кислородом в придонном слое в середине лета (по данным «Браун-Бер» 1960 г. и «Нортуинда» 1963 г.).

Еще одним подтверждением большого влияния батиметрии на схему движения вод в этом районе является тот факт, что положение желоба Геральд совпадает с северо-западной ветвью раздваивающегося потока Аляскинского течения (см. выше) а желоба Барроу — с северо-восточной его ветвью. Этим же влиянием можно объяснить движение воды к югу из Арктического бассейна на севере центральной части моря (рис. 73), — именно здесь, к востоку от банки Геральд, наблюдаются несколько большие глубины, чем в других районах.

Наличие на юге центральной части Чукотского моря в летнее время донных вод местного происхождения подтверждено.

Непосредственной связи между этой водой и глубинными водами из Восточно-Сибирского моря не обнаружено, так как последняя — более соленая и более холодная.

И, наоборот, температурные и соленостные характеристики донных вод Чукотского моря очень схожи с аналогичными характеристиками водной массы Берингова моря, которая, по-видимому, обходит местные воды с востока и севера и, кроме того, стремится расположиться в слое над ними. Донные воды на западной своей периферии соприкасаются с сибирской прибрежной водой.

Отличительной особенностью этих местных донных вод является низкая концентрация в них кислорода (рис. 75), хотя летние значения были все же несколько выше, чем осенние (рис. 65). Мощность бедного кислородом слоя всего 10 м. Как указывал Огорд (Aagaard, 1964), через минимум не может быть адвекции, так что наименьшие значения содержания кислорода — это индикатор примерного положения центра вихря. Таким образом, можно сделать заключение, что положение вихря непостоянно; по тем летним данным, которые мы здесь анализируем, стрежень располагается гораздо западнее, чем в 1962 г. Вполне понятно, что положение центра может меняться в течение лета довольно часто в результате общих переносов вод, которые, тем не менее, оказались недостаточными, чтобы «вымыть» эти воды из Чукотского моря.

Мы склонны думать, что местные донные воды Чукотского моря образуются таким же образом, как и донные воды в Восточно-Сибирском море (Sverdrup, 1929) — этот вопрос уже обсуждался в главе 2 настоящей книги применительно к Берингову морю. Образование донных вод, без сомнения, происходит в зимнее время на большей части акватории Чукотского моря так же, как и в северной части шельфа Берингова моря. Впоследствии эти донные воды остаются в Чукотском море, попадая в центр циклонической циркуляции.

Минимальное значение содержания кислорода составило примерно 5 мл/л, а осенью оно было 3 мл/л. Насыщенные воды с температурой $-1,8^{\circ}\text{C}$ и соленостью 33‰ будут иметь концентрацию кислорода, равную 8,4 мл/л. Если донные воды попадают в центр вихря и изолируются от соседних водных масс в апреле, когда влияние диффузии и фотосинтеза пренебрежимо мало, то минимальная оценка средней скорости потребления кислорода донных вод в центральном районе Чукотского моря за период с апреля по июль составляет 9 мл/(л·год), а с июля по октябрь — 9,6 мл/(л·год). Эти скорости несколько меньше, чем те, что были рассчитаны Огордом [11 мл/(л·год)], так как в основу расчета положены другие предположения относительно образования донных вод. Однако, если мы сравним их с расчетными значениями этого параметра для других районов, например для зал. Пьюджет-Саунд [6 мл/(л·год) по данным

Barnes and Collias, 1958], то увидим, что они достаточно высоки.

Для сравнения такие же расчеты были выполнены для донных вод Восточно-Сибирского моря, которые, судя по имеющимся данным, летом и осенью проникают в Чукотское море через прол. Лонга. Минимальная скорость потребления кислорода в них для весенне-летнего периода оказалась равной 2,4 мл/(л·год), а для летне-осеннего 5 мл/(л·год). Можно сделать вывод, что потребление кислорода в донных водах в центральной части Чукотского моря необычно высоко. Эта проблема нуждается в дальнейшем исследовании.

Некоторая часть вод (холодных, но менее соленых), поступающих в Чукотское море из Восточно-Сибирского через прол. Лонга, движется на юго-восток вдоль берегов Сибири в виде поверхностного потока. Но ни эти воды, ни очень холодные ($-1,8^{\circ}\text{C}$) и соленые (более 33‰) воды, являющиеся ветвью донных вод Восточно-Сибирского моря, при нормальных условиях не достигают центральной части Чукотского моря. Мощная фронтальная зона образует границу между этими водами и водной массой Берингова моря, которая обычно располагается в центре Чукотского моря. Летом этот фронт прослеживается как в поверхностных, так и в глубинных водах; его индикатором является большой градиент температуры, а в верхнем слое добавляется еще и большой градиент солености. Обычно фронт проходит в районе о. Врангеля на юго-восток в сторону Колючинской губы, но точное его положение меняется в зависимости от направления результирующего потока через прол. Лонга и от дальности проникновения вод из Восточно-Сибирского моря (см. ниже).

В настоящее время можно утверждать, что воды из Арктического бассейна проникают в северный сектор Чукотского моря. Частично этому способствует южный поток севернее банки Геральд, который в конце концов поворачивает на восток, вливаясь в северо-восточный поток вод, движущихся вдоль берега Аляски. По летним данным эта вода имеет несколько большую соленость (примерно 32,8‰), и она заметно холоднее, чем вода Берингова моря. Осенью 1962 г. значения солености были меньшими, но различие с беринговоморской водой было таким же, так как воды из Арктического бассейна были более солеными, чем вода Берингова моря.

Наличие на глубине в желобе Барроу соленой воды (более 33‰), хотя и менее соленой, чем обнаруженная осенью 1962 г. (более 33,5‰), все же не подтверждает связи ее с другими водами Чукотского моря. Ее появление можно объяснить только притоком из Арктического бассейна, как и указывал в своей более ранней работе Огорд. Суть предварительной гипотезы заключалась в следующем: подводные каньоны ведут себя как погруженные эстуарии, куда морские воды могут поступать по

дну каньонов по мере того, как поверхностный поток «сливается» в море. Имеющиеся в настоящее время данные (наблюдения 1973 г.) показывают, что вторжение осенью 1962 г. глубинных вод, связанных с желобом Барроу, не есть явление уникальное. Такие же «вторжения» можно ожидать и в желобе Геральд, но ничто в этих данных не указывает на присутствие вод из Арктического бассейна севернее о. Геральд на широте 72° с. Однако станции, на которых получены эти записи, были выполнены на расстоянии не менее 275 км к югу от устья желоба Геральд на материковом склоне Канадской котловины, а наблюдения западнее м. Франклин выполнялись примерно в 200 км от устья желоба Барроу. Анализ данных экспедиции на «Мод» в 1922 г. (Sverdrup, 1929) показывает, что на станции на 73° с. ш. (т. е. на 110 км севернее станций № 121, 122 «Ошоро-Мару» 1972 г.) воды ниже 80-метрового горизонта имели соленость более 33‰ (глубина равнялась 100 м), а на станции № 9 (в 70 км дальше к югу) вся водная толща имела соленость менее 33‰. Мы делаем вывод, что желоба Геральд и Барроу представляют собой пути поступления воды из Арктического бассейна в северную часть Чукотского моря.

Водная масса Берингова моря

Аналитическое разделение вод Берингова моря и аляскинских прибрежных водных масс основано на различных характеристиках солености этих двух водных масс. По летним данным соленость берингоморских вод меняется от 32,2 до 33,0‰, а σ_t меняется примерно от 25,9 до 26,4 условных единиц (ср. рис. 7). У аляскинских прибрежных вод диапазон изменения солености шире и лежит ниже 32,1‰. Поскольку эти две водные массы преобладают в Чукотском море, которое они пересекают на своем пути в Арктический бассейн, интересно проследить их изменение по мере взаимодействия с водами из Восточно-Сибирского моря, местными донными водами и водами, проникающими в Чукотское море с севера.

На рис. 76 приведены T, S -диаграммы по данным наблюдений на разрезах, выполненных экспедицией на ледоколе «Нортуинд» в 1963 г. (разрезы выполнялись перпендикулярно к берегам Сибири, положение станций — см. рис. 66). Диаграммы для станций № 13—17 почти совпадают с диаграммами по данным разрезов от м. Хоп во время экспедиции на «Нортуинде» 1967 г. (рис. 68 и 70). Это еще раз показывает, что в районе, расположенном вниз по течению от Берингова пролива, происходит полное смешение анадырских вод и шельфовых берингоморских, в результате чего и образуется водная масса Берингова моря. Не было выполнено станций, достаточно близко расположенных к м. Хоп, чтобы проследить связь с аляскинской прибрежной водой.

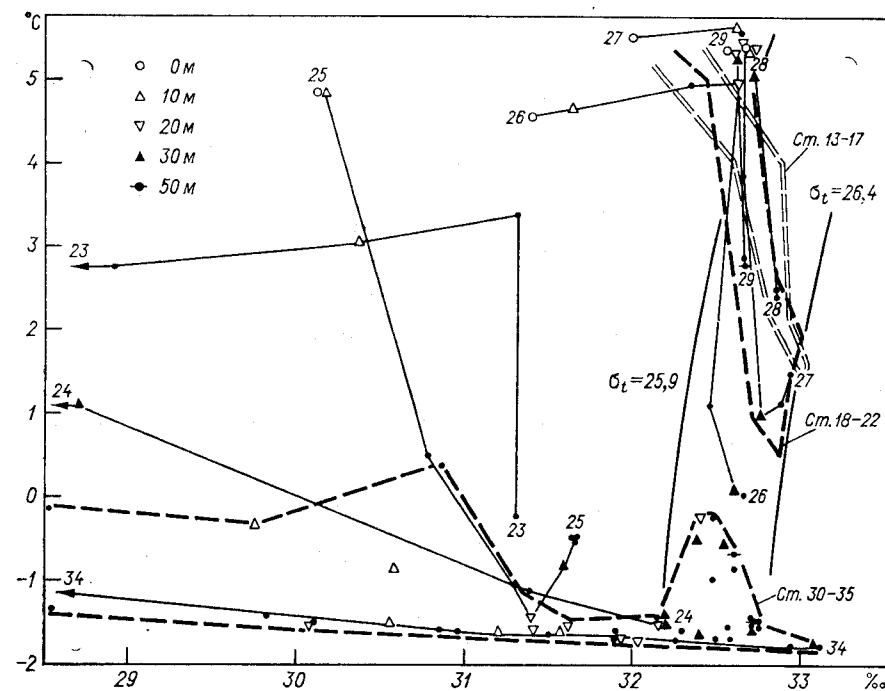


Рис. 76. T, S -диаграмма по данным разрезов «Нортуинда» 9—11 августа 1963 г., перпендикулярных берегу Сибири. Положение станций — по рис. 66.

По данным разрезов, выполненных «Нортуиндом», основным процессом, влияющим на изменение преобладающих водных масс северо-западнее м. Хоп, становится прогрессивное вертикальное перемешивание берингоморской воды с водами такой же плотности, но более холодными ($< -1,5^\circ\text{C}$) и несколько менее солеными (от 32,2 до 32,8‰). При этом образовавшиеся после смешения воды остаются в первоначальном изопикническом диапазоне. Воды, с которыми смешивается берингоморская вода, не являются частью сибирского прибрежного течения, которое впервые было выявлено на станции № 23 и далее к западу — на станциях № 24 и 25; малые значения солености означают, что не происходит сколько-нибудь существенного взаимодействия с водами Берингова моря. Аналогично глубинные воды из Восточно-Сибирского моря с высокой соленостью (более 33‰) и температурой, близкой к точке замерзания ($< -1,5^\circ\text{C}$), прослеживаются только начиная со станции № 34, где наблюдается хорошо развитая слоистость. В этом районе значительно охлажденные берингоморские воды располагаются над водами Восточно-Сибирского моря.

Очевидно, что берингоморские воды вступают во взаимодействие с местными водами Чукотского моря, оставшимися на

этой акватории с предыдущей зимы. Однако в южном секторе центрального района Чукотского моря вертикальный перенос соли и тепла настолько интенсивен, что к середине лета не остается ни следа от зимних условий. Даже несмотря на то, что T , S -характеристики глубинных вод меняются в процессе взаимодействия с водами Берингова моря, содержание растворенного кислорода в придонном слое, как уже отмечалось, чрезвычайно мало. Следовательно, перемешивание заканчивается довольно рано и/или скорости потребления кислорода экстремально велики.

Стрежень водной массы Берингова моря прослеживается на станциях № 28 и 29 (рис. 76), — об этом свидетельствуют максимальные значения температуры глубинных вод: в 1963 г. в этом районе была зарегистрирована самая высокая температура — около $2,5^{\circ}\text{C}$. Это самые близкие станции к центральному району Чукотского моря. Было установлено, что стрежень берингоморской водной массы в своем движении на северо-запад прошел севернее разрезом станций № 13—17 и 18—23. Следовательно, мы можем предположить, что в летнее время последние остатки местной донной воды не распространяются вдоль всего центрального района моря, скорее они занимают ограниченный участок на юге центрального района. С этим выводом согласуется распределение вод с низким содержанием кислорода. Поскольку в летнее время донные воды не образуются, то лишь небольшое их количество поступает в рассматриваемую систему в это время года.

Берингоморские воды не достигают побережья Сибири — им преграждает путь мощная фронтальная зона между смесью берингоморской воды с местной и сибирской прибрежной. Западной границей проникновения берингоморских вод в 1963 г. был разрез станций № 30—35, где она граничит с глубинными водами Восточно-Сибирского моря, а также с водами верхнего слоя, имеющего характеристики сибирской прибрежной водной массы. Фронтальная зона на западе имеет слоистую структуру; самый нижний, придонный слой образован глубинными водами Восточно-Сибирского моря. Фронт на западе не заходит в прол. Лонга, так как воды на всех станциях, расположенных на разрезе станций № 36—41, характеризуются T , S -кривыми, аналогичными кривым для станции № 34 (рис. 76). Таким образом оказывается, что в районе 175 — 176° з. д. основной поток берингоморских вод поворачивает на север в сторону желоба Геральд.

В 1972 г. разрез от м. Лисберн, выполненный экспедицией на судне «Ошоро-Мару», проходил через центральную часть Чукотского моря с востока на запад (станции № 98—111, рис. 66). Результаты измерений температуры и солености представлены на рис. 77. Аляскинские прибрежные воды, соленость которых менялась в диапазоне 31 — $32,2\text{‰}$, а минимальная тем-

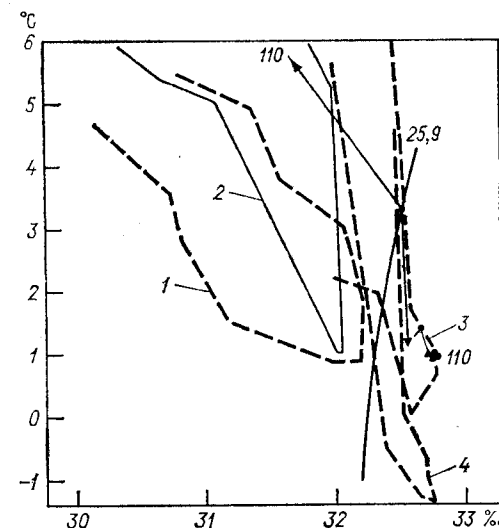


Рис. 77. Огибающие T , S -диаграммы водных масс по разрезу «Ошоро-Мару» 1972 г. (разрез м. Лисберн).

1 — аляскинская прибрежная водная масса, станции № 98—102; 2 — аляскинские прибрежные водные массы в Беринговом проливе; 3 — ядро берингоморских вод, станции № 109—111; 4 — северная центральная водная масса, станции № 103—108.

пература была около 1°C , хорошо прослеживаются на станциях вблизи м. Лисберн (№ 98—102). Берингоморские воды были обнаружены на трех самых западных станциях (№ 109—111), а стрежень этой водной массы — на станции № 110, о чем свидетельствовали самые теплые глубинные воды. Оказалось, что условия среднего летнего месяца не были тождественными летом 1963 и 1972 гг.: в 1972 г. максимальная температура в стрежне берингоморской водной массы была меньше, чем в 1963 г., а сам стрежень проходил несколько южнее (примерно на 30 — 40 км).

В районе станции № 110 (1972 г.), расположенной на западе центрального района, и на станциях № 28, 29 (1963 г.) примерно на 174° з. д. берингоморские воды, как было установлено, поворачивают на север в сторону желоба Геральд. Пройденное ими от Берингова пролива расстояние примерно равно 450 — 500 км. При движении характеристики этой водной массы менялись мало: соленость осталась без изменения и лишь несколько упала температура. Для оценки степени охлаждения можно сравнить температуру воды на глубине в стрежне потока со значениями температуры вблизи Берингова пролива. В 1963 г. было выполнено 4 станции к северу от пролива (№ 5—8, рис. 66); по данным станции № 8 в этом районе преобладала глубинная водная масса с наибольшей соленостью и соответствующей температурой (3°C). Это означает, что во время

продвижения на север эти воды охладились примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$. В 1972 г. температура в стрежне потока в Беринговом море была $1,5^{\circ}\text{C}$ (рис. 7), что тоже дает значение охлаждения, равное примерно $0,8^{\circ}\text{C}$. На южной периферии стрежня степень охлаждения больше, так как там более интенсивно перемешивание с холодными местными донными водами.

На северной периферии основного потока берингоморских вод, в центральной части Чукотского моря в 1972 г. располагались воды с такими же характеристиками температуры и солености, как и у первоначальной водной массы, типичной для более южного района, — холодной и примерно с такой же соленостью ($32,2\text{—}32,8\text{‰}$). Эту воду удалось выделить на разрезе м. Лисберн, и ее выделили по огибающей «северо-центральной» группы T, S -кривых по станциям № 103—108 (рис. 77). Можно предположить, что это остатки воды, образовавшейся зимой в центральной части Чукотского моря, но эта водная масса составляла часть более интенсивной циркуляции, чем те местные воды, которые мы встречали в южном секторе центральной части моря. Например, эти воды могли попасть сюда из района к северу от банки Геральд с южным течением, которое, по всей вероятности, проходит восточнее банки. По данным, полученным в середине лета 1972 г., можно предположить, что берингоморские воды и располагающиеся к северу от них остаточные воды Чукотского моря не перемешиваются, хотя и возможно, что весьма редкая сеть измерений оказалась недостаточной, чтобы получить реальную картину.

В октябре 1962 г. стрежень (основной поток) берингоморской водной массы располагался гораздо севернее, а на широтах м. Лисберн не было обнаружено признаков остаточной холодной водной массы. Положение теплого потока можно проследить по рис. 78, на котором изолиниями обозначена температура водной массы со значениями солености в диапазоне $32,3\text{—}32,9\text{‰}$. Этот диапазон солености, используемый для выделения водной массы Берингова моря, был выбран в результате анализа данных станций, выполненных в районе Берингова пролива. Максимальная соленость ($32,9\text{‰}$) была примерно на $0,1\text{‰}$ меньше, чем по летним данным; по-видимому, это можно объяснить незначительной сезонной тенденцией к распреснению, о которой мы уже говорили.

Хотя на широте м. Лисберн и не наблюдались воды, приходящие из Чукотского моря, однако на севере между теплым стрежнем и банкой Геральд станции не выполнялись, поэтому мы не знаем, всегда ли воды Берингова моря располагаются гораздо южнее банки Геральд или иногда заполняют весь центральный район к северу от этой отмели.

Когда в октябре 1962 г. основной поток берингоморских вод находился гораздо севернее, чем в августе 1972 г., фронт вдоль южной и западной его сторон был также смещен. На юге

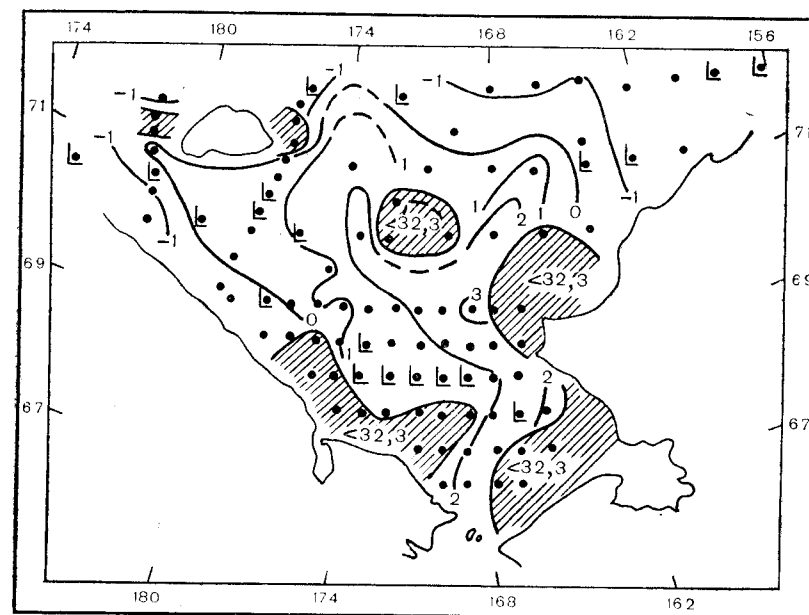


Рис. 78. Распределение температуры в водной массе, соленость которой $32,3\text{—}32,9\text{‰}$, 10—26 октября 1962 г. («Нортуинд»).

«L» обозначает более глубокий слой вод, соленость которого более $32,9\text{‰}$.

он располагался дальше от берега на меридиане м. Сердце-Камень, — это позволяет предположить, что в юго-восточный сектор моря проникает значительно большее количество сибирских прибрежных вод. На западе фронт проходит в прол. Лонга, к востоку от о. Врангеля. Такое положение фронта указывает на сильный западный поток через прол. Лонга. В этот поток вовлечено и некоторое количество берингоморской воды (ср. ниже раздел «Течения»).

Основная масса берингоморской воды поворачивает на север примерно на меридиане 175° з. (рис. 73, 78). При своем дальнейшем движении к желобу Геральд этот поток превращается в своеобразную узкую «реку в море», словно берегами ограниченную с запада холодными водами из Восточно-Сибирского моря и из района севернее банки Геральд, а на востоке — холодными водами Чукотского моря. Характер изменений этой водной массы можно проследить по данным станций, выполненных судном «Ошоро-Мару» в 1972 г.; T, S -кривые по данным этих станций приведены на рис. 79. T, S -диаграммы показывают постепенные изменения, происходящие вдоль стрежня после того, как поток поворачивает на север (станции № 109—111) к о. Геральд (станции № 125—128). В водной толще сохраняется некоторая вертикальная стратификация солености и

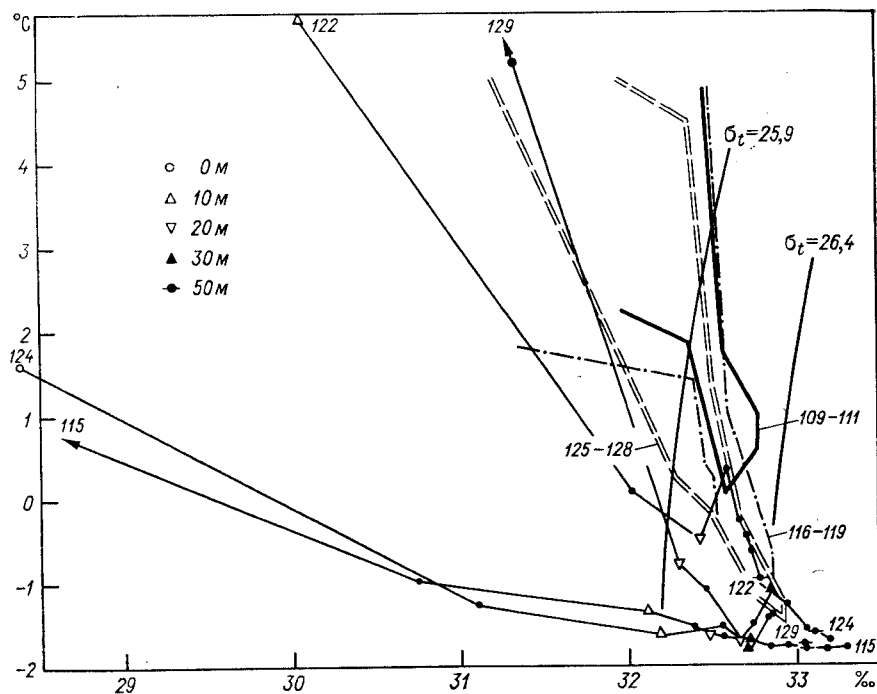


Рис. 79. Т, S-диаграмма по данным «Ошоро-Мару» 1972 г., станции выполнялись восточнее о. Врангеля, огибающие Т, S-диаграмм по более южным станциям (см. рис. 66).

довольно существенная стратификация температуры, но по мере продвижения через центральную часть Чукотского моря воды охлаждаются. Установлено, однако, что потеря тепла в этом районе становится значительно интенсивней по сравнению с более южными районами. На участке от юго-запада банки Геральд до о. Геральд на протяжении примерно 300—350 км минимальная температура в стрессе течения уменьшилась более чем на 1°C (примерно $3 \cdot 10^{-3}^{\circ}\text{C}/\text{км}$), что существенно отличается от изменения в центральном секторе Чукотского моря, где оно составляет только около $1 \cdot 10^{-3}^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Кроме того, в отличие от центральной части Чукотского моря, здесь мы отмечаем заметный поток соли, причем выявляется тенденция к более высоким значениям на больших глубинах. Перемешивание в этом северо-западном районе происходит поперек изопикнических поверхностей, а не вдоль, так что водная масса по мере своего движения на север в целом становится несколько более плотной.

На рис. 79 приведены также станции, выполненные по соседству с берингоморской водной массой: станции № 115 и 124 выполнены на границе с этой водной массой на западе, станция № 129 — на востоке, станция же № 122 — самая северная, но она расположена ближе всех остальных к центру

(стрессу) течения. По измерениям на станции № 115 берингоморские воды не обнаружены. Данные этой станции показывают, что «фланговые» воды имеют широкий диапазон значений солёности и плотности.

Это можно интерпретировать следующим образом. По мере того как поток берингоморских вод сужается, намечается тенденция к «переслаиванию» с холодными фланговыми водами. Перемешивание происходит преимущественно вдоль изопикнических поверхностей, так что слой вод с максимальной температурой образуется в диапазоне σ_t водной массы Берингова моря. Холодные воды с малой солёностью, которых здесь много, стремятся изолировать более теплые и более солёные воды, в результате мы получаем Т, S-кривые, где максимум температуры располагается под верхним слоем, как на станции № 122. А более глубокие воды Берингова моря стремятся распространиться в обе стороны и занять положение над холодными и солёными донными водами.

Станции, выполненные на границе теплого ядра водной массы, показали, что у о. Геральд солёность увеличилась примерно на $0,2\text{‰}$ (станции № 124 и 129); по данным этих станций также прослеживается слоистость вдоль $\sigma_t = 26,4$.

Подводя итог, можно сказать, что водная масса Берингова моря, попадая в Чукотское море, образует западную ветвь северного потока, который стремится следовать контурам рельефа дна, а следовательно, несколько поворачивает к востоку в зал. Коцебу, но на широте м. Хоп он движется на северо-запад и, пересекая центральную часть Чукотского моря, вступает во взаимодействие с небольшим объемом вод, сохранившихся с предыдущей зимы. Остатки этих сохранившихся вод все еще присутствуют здесь в летнее время, так как они, по-видимому, попадают в «мертвое» пятно — циклонический вихрь, вовлекаются в циклоническую циркуляцию и поэтому не выносятся из этого пятна. Водная масса Берингова моря на севере граничит с холодной водой Чукотского моря, но на этой границе никакого взаимодействия обнаружено не было. Эти воды, по-видимому, тоже сохранились с зимы, но они более интенсивно переносятся, — так, например, эти воды могут приноситься из района севернее банки Геральд. Отмечена некоторая изменчивость в положении берингоморской водной массы и циклонического вихря, а, возможно, также и в характере вод, расположенных к югу от банки Геральд. Примерно в точке 70° с. ш., 175° з. д. водная масса Берингова моря поворачивает на север и стекает с шельфа через желоб Геральд.

Трансформация этой водной массы в центральной части Чукотского моря незначительна. В ядре ее потока происходит небольшое охлаждение за счет перемешивания с холодными местными водами, плотность которых почти такая же. Поскольку местные холодные воды омывают берингоморские с юга, то

охлаждение становится интенсивней с продвижением на юг. Границы между водной массой Берингова моря и водами на юге и западе из Восточно-Сибирского моря характеризуются хорошо выраженной слоистостью по плотности.

На отрезке, где масса берингоморских вод движется на север, с обеих сторон ее ограничивает холодная вода как с большими, так и с меньшими значениями солёности. Основная трансформация этих вод в основном происходит в пределах изопикнической полосы, которая первоначально определяла водную массу Берингова пролива, а слоистость и перемешивание обуславливают появление максимума температуры в подповерхностном слое. Вертикальные потоки тепла и соли здесь интенсивней, чем в центральной части Чукотского моря, однако температура воды здесь понижается сильнее, а в глубинных слоях отмечается небольшое увеличение солёности. Происходящие в верхних слоях опреснение и охлаждение вод за счет таяния льда еще более способствуют изоляции берингоморской водной массы. Этот поток берингоморских вод в Арктический бассейн происходит в общем вдоль поверхности $\sigma_t = 26,0 \div 26,5$.

Аляскинские прибрежные воды

Аляскинские прибрежные воды — мощный поток с малой солёностью, поступающий в Чукотское море из Берингова. Солёность этих вод меняется в довольно широких пределах, однако всегда имеет довольно хорошо выраженный верхний предел (обычно он немного превышает 32‰), который, как показали наблюдения, меняется от года к году. Например, летом 1967 г. он был 32,4‰ (рис. 67 и 68), в 1968 г. — 32,5‰ (рис. 69), а летом 1972 г. — 32,1‰ (рис. 7).

Аляскинские прибрежные воды — это восточная ветвь северного потока, в который вливается также течение из зал. Коцебу. По тепло- и солесодержанию нельзя различить эти воды из двух разных источников, так как они имеют одинаковые характеристики температуры и солёности. Однако ко времени достижения м. Хоп они претерпевают некоторые изменения T, S -характеристик. 16—17 июля 1967 г. (рис. 68) солёность изменялась в тех же пределах, что и солёность вод в Беринговом проливе, но значение минимальной температуры уменьшилось до 0,3°C. 22—23 июля (рис. 70) оказалось, что несколько расширился диапазон изменения солёности (верхний предел увеличился на 0,1‰, а нижний уменьшился примерно на 0,3‰), но минимальная температура была почти на 2°C выше. Это повышение температуры, по-видимому, можно объяснить аномальным положением оси потока — в связи с изменением направления движения вод большой объем аляскинских прибрежных вод поступил в зал. Коцебу. В июле 1972 г. по данным разреза в районе м. Лисберн, на расстоянии 50 км вниз по течению от

разреза м. Хоп, выполненного экспедицией на «Ошоро-Мару» (рис. 77), диапазон изменения солёности был гораздо шире, чем в Беринговом проливе: верхний предел увеличился на 0,1‰, а нижний (характерный для более глубоких вод) упал ниже 31‰. При этом минимальное значение температуры было на 0,2°C ниже, чем в Беринговом проливе.

Таким образом, аляскинские прибрежные воды сохраняют присущие им основные характеристики в южном районе Чукотского моря. Эти воды легко отличить от более солёных вод Берингова моря, но их свойства все же могут претерпевать некоторые незначительные изменения, такие, как: 1) небольшое увеличение верхнего предела изменения солёности (0,1—0,2‰), что, по-видимому, можно объяснить некоторым латеральным взаимодействием с менее солёными водами Берингова моря на западе, 2) уменьшение нижнего предела солёности и охлаждение более глубоких слоев воды, что скорее всего можно отнести за счет примеси вод из зал. Коцебу. Диапазон изменения солёности ежегодно меняется, но в среднем он лежит в пределах от менее 31‰ до примерно 32,5‰. Минимальные значения температуры, присущие более солёным водам, не превышают 1—3°C.

К северу от линии м. Хоп — м. Лисберн поток аляскинских прибрежных вод поворачивает на северо-восток. Данные для района от м. Хоп на запад до банки Геральд и на север до м. Айси-Кейп получены в середине лета 1960 г. экспедицией на «Браун-Беар». Эти данные представлены на рис. 80 (расположение станций — на рис. 66). Все данные станций вблизи линии м. Хоп — м. Лисберн (№ 54—61) ограничены диаграммой, которую мы будем считать типичной для аляскинских прибрежных вод в начале августа 1960 г. В этот год малосолёные воды с меньшими температурами, которые могли расширить диапазон изменения солёности аляскинских прибрежных вод в 1972 г. (рис. 77), обнаружены не были, вследствие чего T, S -диаграмма имеет вид длинной и узкой вертикальной рамки шириной только 0,5‰ при температуре менее 6°C. Хотя станции «Браун-Беар» слишком далеко отстояли друг от друга, чтобы детально воспроизвести весь диапазон изменения температуры и солёности аляскинских прибрежных вод, можно все же утверждать, что характеристики этой водной массы не изменялись по мере движения вод к м. Хоп.

К северу от м. Лисберн поток аляскинских прибрежных вод повернул на северо-восток. T, S -диаграммы станций № 67—70, расположенных на северо-западе, не указывают на присутствие вод, которые бы образовались в Беринговом море. Стречень аляскинских прибрежных вод по этим данным лежит в диапазоне $\sigma_t = 25,0 \div 25,8$ (по данным станций № 63—66 и 77). Однако минимальное значение температуры уменьшилось примерно на 1°C за 100 км пути этих вод (станция № 76 была

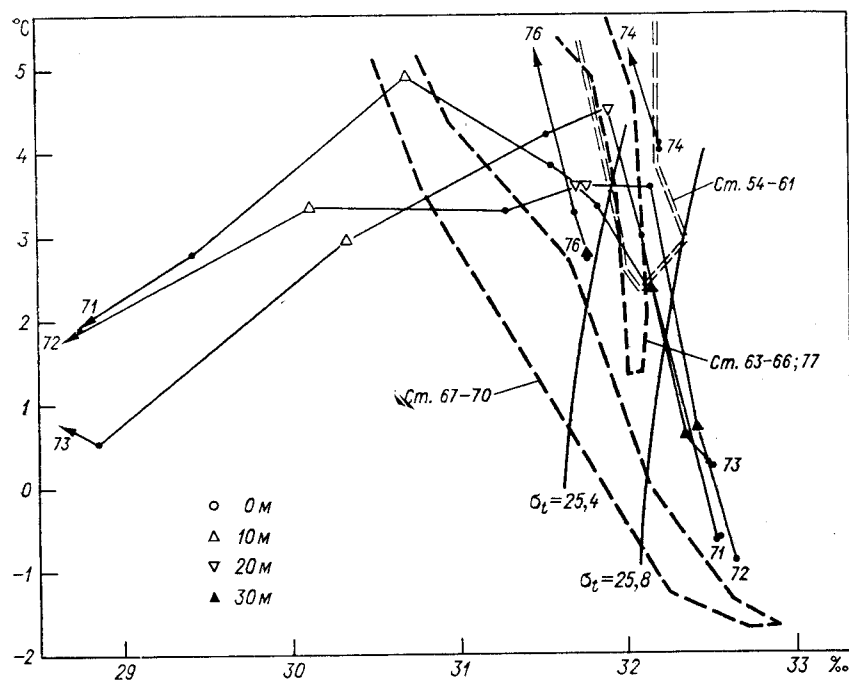


Рис. 80. T, S-диаграмма и огибающие T, S-кривых водных масс в северо-восточной части Чукотского моря по данным «Браун-Бер», 7—11 августа 1960 г.

расположена ближе к берегу, в вихре, образовавшемся на подветренной стороне полуострова; природа вихря рассматривается ниже).

Самые северные станции, выполненные «Браун-Бер» (№ 71—73) мористее м. Айс-Кейп, показывают, что аляскинские прибрежные воды распространились над более холодными и солеными водами. Мы считаем, что таким образом происходит слияние двух потоков: воды, движущиеся с севера от банки Геральд, соединяются с аляскинскими прибрежными, причем первый поток имеет все характеристики местных донных вод Чукотского моря — это холодные и достаточно соленые воды. У кромки льдов локальное таяние и охлаждение резко уменьшает температуру воды в приповерхностном слое, этим и можно объяснить форму T, S-кривой (кривая загибается в виде крючка) для станций № 71 и 73. Эти станции выполнялись вблизи льдов, а станции № 72 — во льдах.

Вертикальные потоки соли и тепла обуславливают уменьшение солёности и увеличение температуры в придонном слое, в то время как аляскинские прибрежные воды с увеличением солёности становятся холоднее. По данным «Ошоро-Мару» 1972 г. можно продемонстрировать эти изменения графически.

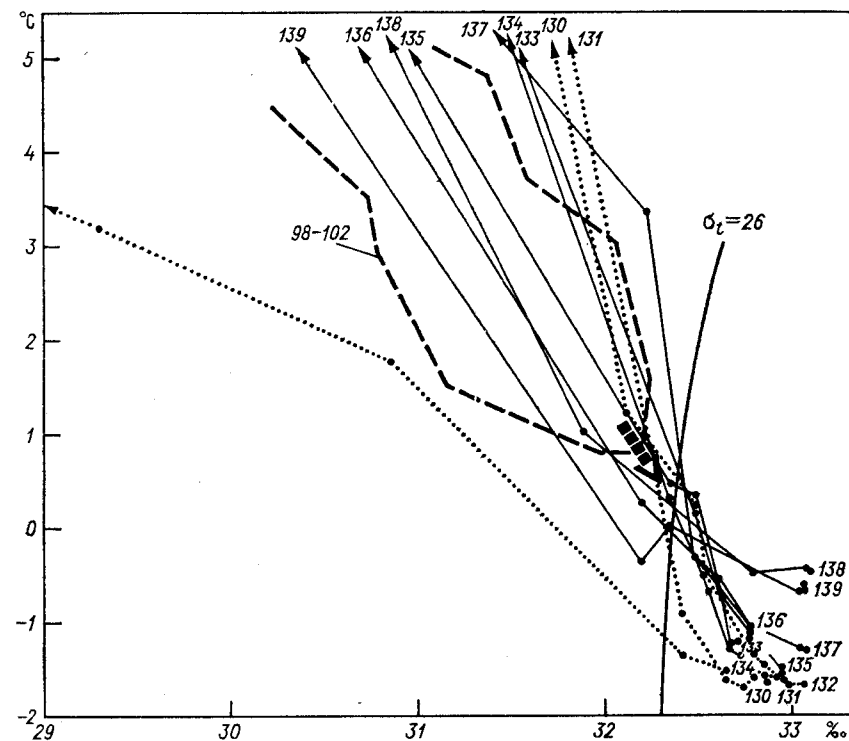


Рис. 81. T, S-диаграммы и огибающие T, S-кривых водных масс в северо-восточном секторе Чукотского моря западнее м. Франклин, по данным «Ошоро-Мару» 1972 г. (стрелка обозначает направление изменений T, S-характеристик).

На рис. 81 T, S-диаграмма для станций № 98—102 определяет аляскинские прибрежные воды мористее м. Лисберн в конце июля 1972 г. Стрелками обозначено направление смещения T, S-плоскости в сторону более высокой солёности и меньшей температуры в процессе изменения водной массы (станции № 133—139, рис. 66). Этот поток вод в Арктический бассейн из Берингова моря, таким образом, будет происходить по поверхности $\sigma_t = 25,5 \div 26,0$. Западнее стрейня аляскинских прибрежных вод (по данным станций № 130—132) самые плотные воды, которые раньше располагались под стрейнем намного южнее, продвинулись в сторону; они принесли с собой несколько более высокую температуру, именно продвижению этих вод обязан своим появлением максимум температуры на более глубоких горизонтах. Это аналогично поведению глубинных вод Берингова моря к северу от о. Геральд.

Аляскинская прибрежная водная масса характеризуется целой градацией характеристик от сравнительно холодных вод на западе до теплых и менее соленых вод вблизи берега. Из

рис. 71 видно, что самая теплая вода верхнего слоя простирается примерно от стрежня аляскинских прибрежных вод на восток до берега. Количество тепла, передаваемого к более глубоким слоям, и степень нагревания подстилающих соленых вод, по-видимому, пропорциональны температуре верхнего слоя воды, так что станции № 138 и 139 (самые близкие к берегу) отметили самую высокую температуру глубинных вод. Это, вероятно, обусловлено тем, что эти воды дольше подвергались воздействию вертикального теплообмена.

Результаты детальной съемки, выполненной в районе к северу от м. Лисберн и западнее м. Айси-Кейп во время экспедиции «Уэбсек-70» (Ingham et al., 1972), подтверждают ранее высказанное предположение об отходе основного потока аляскинских прибрежных вод от берега к северу от м. Лисберн и о последующем возвращении потока к берегу вблизи м. Айси-Кейп. На рис. 82 приведена схема расположения станций экспедиции «Уэбсек-70» (25 сентября — 17 октября 1970 г.). На ней буквой А обозначены станции, на которых обнаружены воды с характеристиками, указанными справа на T , S -плоскости, линия проходит через точки с параметрами 32,2‰, 1°C и 31,5‰, 4°C (ср. с рис. 80). Более соленая и более теплая вода обозна-

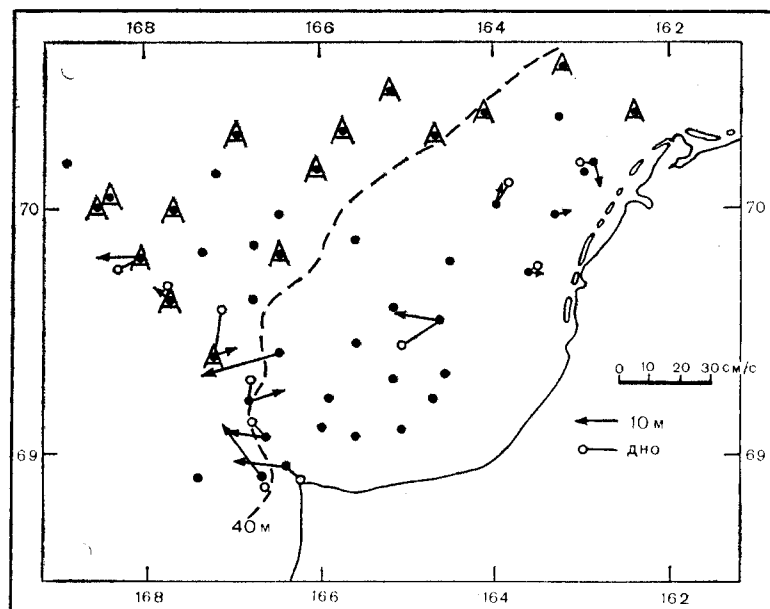


Рис. 82. Положение станций экспедиции «Уэбсек-70» (Ingham et al., 1972). (Векторы течения слоя 0—10 м, придонные течения осреднены за различные интервалы времени от 2,5 до 31 ч. Буква А обозначает, что воды в столбе более соленые и теплые, чем граничные значения 32,2‰, 1°C и 31,5‰, 4°C.)

чает стрежень глубинного потока аляскинских прибрежных вод, а менее соленые и более холодные воды — это поверхностные.

Измерения показали, что справа от потока аляскинских прибрежных вод у линии м. Хоп — м. Лисберн развивается антициклонический вихрь. Наличие вихря подтверждают измерения течений в 1960 г. Измерения 1970 г. выполнялись в конце сентября — октябре, когда на отдельных участках уже начиналось ледообразование, температура в верхнем слое воды в прибрежной части вихря уменьшилась до $<0^\circ\text{C}$, а TS -кривые принимают типичную для осени форму перевернутого U. Трансформация аляскинских прибрежных вод во время их движения на северо-восток, по-видимому, аналогична той, что имела место в беринговоморской водной массе, когда последняя двигалась к северу мимо о. Геральд. Была сделана попытка оценить вертикальную турбулентную теплопроводность обеих этих водных масс. Изменения средней температуры в слое 10—30 м для групп станций «Ошоро-Мару» вдоль стрежней этих водных масс можно считать результатом эффективного притока тепла в слое 0—10 м минус то тепло, которое уходило к слою ниже 30-метрового горизонта; тогда

$$\frac{1}{A} \frac{\Delta Q}{\Delta t} = \rho C_P K_T \left[\left. \frac{\Delta T}{\Delta z} \right|_U - \left. \frac{\Delta T}{\Delta z} \right|_L \right],$$

где A — площадь; $\Delta Q/\Delta t$ — скорость изменения теплосодержания в слое 10—30 м (Δt — соответствующее расстояние между станциями, деленное на среднюю скорость измеренного потока); $\rho C_P = 1$ кал/(см³·°C); K_T — турбулентная теплопроводность; $\Delta T/\Delta z$ — градиент температуры между слоями 0 и 10 м, 10 и 30 м (U), а также 10 и 30 м и >30 м (L) соответственно.

Используя данные наблюдений на группах станций № 99—102 в аляскинских прибрежных водах и № 109—111 в водах Берингова моря, лежащих выше по течению, а также станций № 136—139 и 116—119 соответствующих групп, лежащих ниже по течению, мы вычислили $K_T = 0,2$ см²/с и $K_T = 2,5$ см²/с соответственно.

И наконец, следует отметить, что воды Берингова моря в Арктическом бассейне были обнаружены Коучменом и Барном (Coachman and Barnes, 1961) по небольшому максимуму температуры в верхней части слоя скачка плотности, примерно на глубине 75 м.

На рис. 83 приведена T , S -диаграмма, необходимая для анализа этих вод. В заключение можно сказать, что воды, обнаруженные в Канадской котловине, — это не что иное, как северо-восточная ветвь беринговоморской водной массы или аляскинские прибрежные воды. Изопикническая поверхность

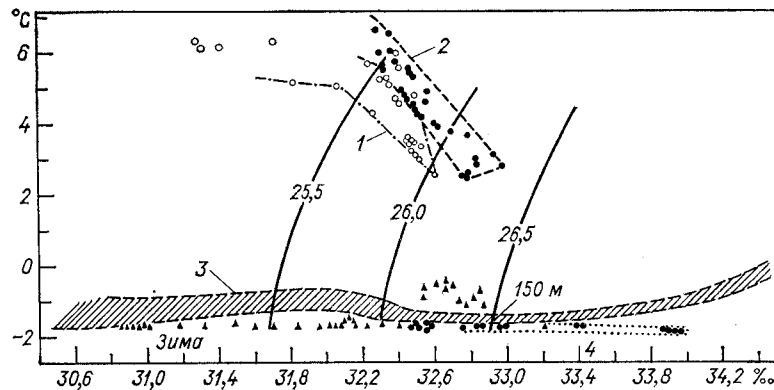


Рис. 83. Наблюдения температуры и солености в Беринговом проливе и Чукотском море, их сравнение с аналогичными данными по арктическому бассейну (Coachman and Barnes, 1961, рис. 6, к которому добавлена изопикническая поверхность $\sigma_t=26,5$). Треугольниками обозначены наблюдения с судна «Мод» в 1922 г. вблизи о. Геральд.

1 — лето 1959 г., восточная часть Чукотского моря; 2 — лето 1959 г., Берингов пролив («Браун-Бер»); 3 — максимальная температура в приповерхностном слое в море Бофорта; 4 — зима, северная часть Берингова моря

$\sigma_t=25,5 \div 26,0$ обозначает северо-восточную ветвь течения, а северо-западную ветвь ($\sigma_t=26,0 \div 26,5$) в полученных данных не удалось обнаружить. Однако по данным наблюдений с судна «Мод» (рис. 83) ясно видно присутствие вод северо-западной ветви потока над желобом Геральд, к северу от о. Геральд. Воды северо-западной ветви определенно попадают в Арктический бассейн, пополняя подповерхностный слой; можно назвать две причины, объясняющие, почему температурный максимум этих вод не был обнаружен в Арктическом бассейне: 1) расстояние до материкового склона от о. Геральд более 200 км (в то время как от м. Франклин до Канадской котловины — около 150 км), поэтому вертикальный поток тепла может быть достаточно большим, чтобы ликвидировать любой заметный максимум температуры (в этой связи можно отметить, что рассчитанная турбулентная теплопроводность для северо-западной ветви потока оказалась на порядок больше, чем для северо-восточной ветви, хотя не следует забывать, что такие оценки весьма приближенные), 2) северо-западная ветвь потока впадает в Канадскую котловину к западу от Чукотского поднятия, а северо-восточная — прямо в замкнутую антициклоническую циркуляцию в море Бофорта и, поскольку все данные, использованные для обнаружения водной массы Берингова моря, территориально относились к акватории этой замкнутой циркуляции, то эти воды можно было просто не обнаружить.

Измерения течений в Чукотском море производились нечасто; большую часть имеющихся данных мы уже рассматривали ранее (рис. 46, 47). Наиболее полные измерения были выполнены экспедицией на судне «Ошоро-Мару» в июле 1972 г. По результатам этих измерений удалось выделить средний поток в верхнем слое (0—10 м), на промежуточных глубинах (10—30 м) и в придонном слое на глубинах более 30 м (рис. 84). Сравнение рис. 46, 47 и 84 показало, что существует сравнительно устойчивая схема течений, которая совпадает с той схемой, которую мы вывели ранее из анализа характеристик водных масс. На рис. 85 и 86 мы приводим схему среднего потока в верхнем слое и на более глубоких горизонтах. На рис. 85, кроме того, приведены различные предполагаемые положения гидрофронта между берингоморской водой и водами Восточно-Сибирского моря, а также оценка репрезентативных скоростей потока в различных районах. На рис. 86 указаны примерные положения строжней водных масс Берингова моря и аляскинской прибрежной.

Самые быстрые течения всегда встречались в восточном канале Берингова пролива, где экстремальная скорость превышает 150 см/с; в западном канале типичная скорость около 30 см/с. На расстоянии 100 км к северу от пролива максимальная скорость (примерно 50 см/с) прослеживается в относительно глубоком районе к западу от отмели м. Принца Уэльского. На подходах к зал. Коцебу, где поток, следуя топографии дна, поворачивает сначала на восток, а потом на север, движение вод сильно замедляется и скорость падает до 15—20 см/с.

Общее увеличение скорости течения (до 40 см/с) отмечается вдоль южной стороны м. Хоп. В остальной части исследуемого района, т. е. по всей южной части центрального района Чукотского моря, скорость течений не превышает 15—25 см/с. Незначительное увеличение скорости (примерно до 30 см/с), по-видимому, происходит там, где северо-восточная ветвь ближе всего подходит к побережью Аляски, — у м. Айси-Кейп. В желобе Геральд сколь-нибудь существенное увеличение скорости потока не обнаружено, здесь тоже скорость течений не превышала 15—25 см/с. Такая же скорость отмечена к северу от желоба (данные «Мод» 1922; Sverdrup, 1929). Нет данных, по которым можно судить о скорости течений потока вдоль сибирского побережья, но в прол. Лонга наблюдались скорости 10—30 см/с (см. ниже).

Данные «Ошоро-Мару» использовались для расчета расхода водных масс (табл. 13). Мы не могли ожидать полностью сбалансированного бюджета водных масс, так как разрезы выполнялись последовательно в период с 24 июля по 1 августа,

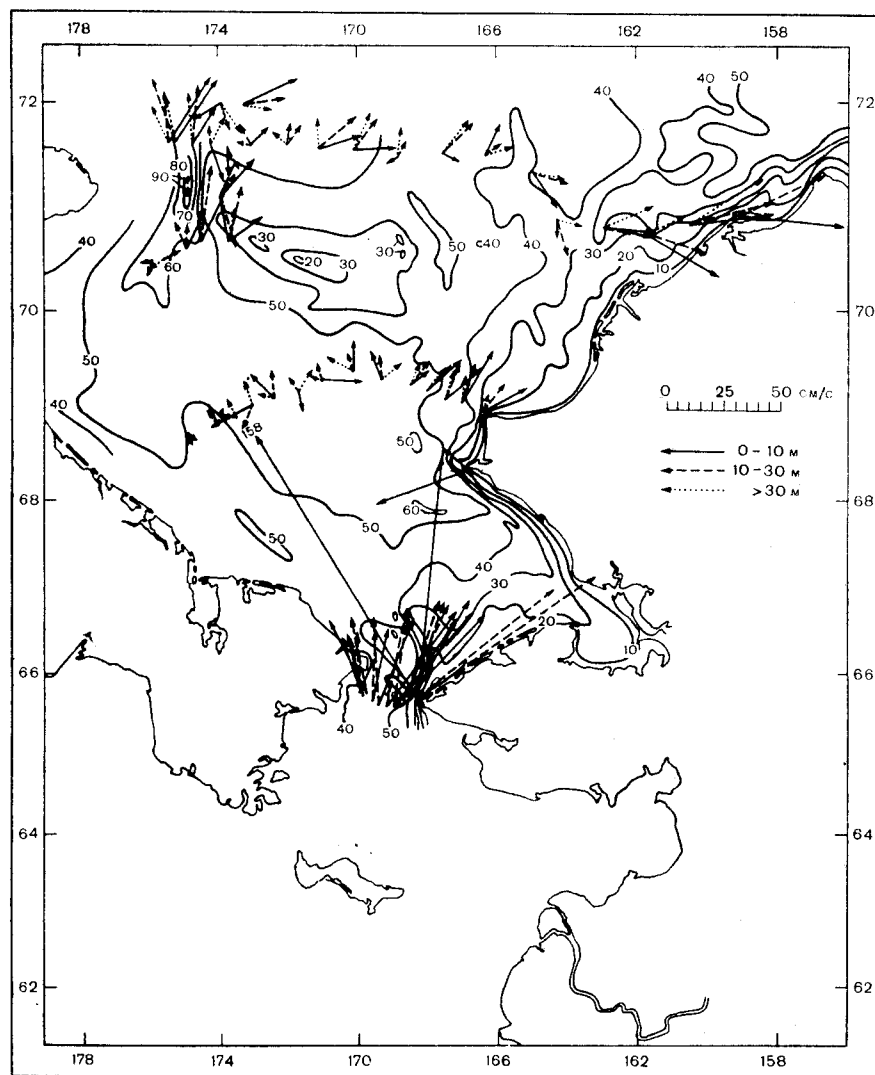


Рис. 84. Течения, осредненные по трем слоям, измеренные «Ошоро-Мару» 24 июля — 1 августа 1972 г.
Глубины — в метрах.

а, как известно, расход через систему может измениться на несколько десятых Свердрупа за 1—2 дня. Тем не менее расчеты указывают, что можно пользоваться некоторыми обобщенными значениями для оценки потока из Берингова моря через Чукотское в Арктический бассейн.

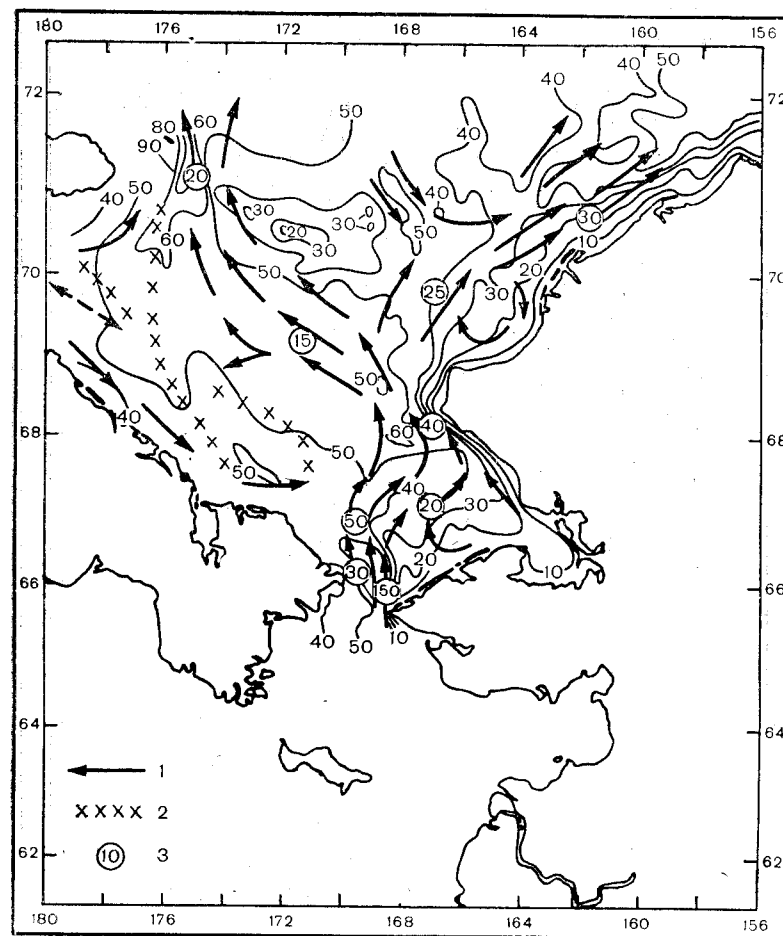


Рис. 85. Схематическое изображение потока в поверхностном слое в Чукотском море.

1 — переменные течения; 2 — различные положения фронтов водных масс; 3 — расчетные скорости в см/с. Глубины — в метрах.

Суммарные значения расходов разрешают предположить, что течения замедлились за период между выполнением разрезов Берингова пролива и м. Лисберн (ср. рис. 62 б), но, по-видимому, размеры потока восстановились и северный поток стал даже мощнее к 31 июля — 1 августа. Однако эффективный северный перенос в 2,3 Св через последнее сечение был намного больше, чем типичное значение расхода через Берингов пролив; это увеличение потока заставляет предположить, что довольно большой объем местных вод (примерно $1/2$ Св), т. е. остаточных

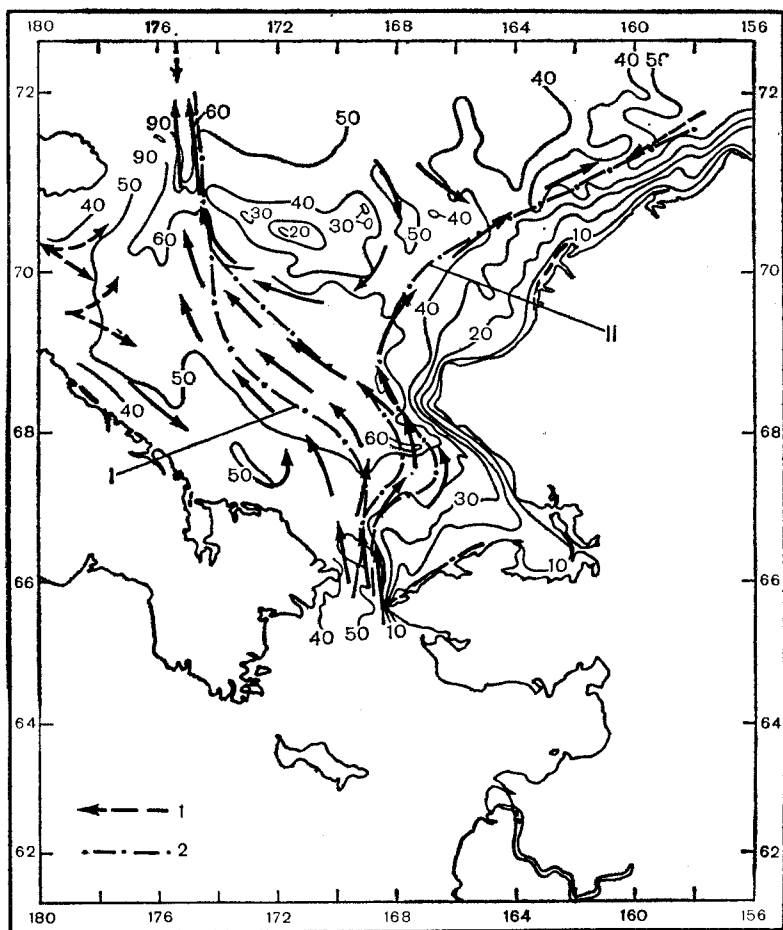


Рис. 86. Схематическое изображение глубинного потока вод в Чукотском море. 1 — переменные течения; 2 — различные положения «стресса» водной массы Берингова моря. I — стресс берингоморских вод, II — стресс аляскинских прибрежных вод. Глубины — в метрах.

вод Чукотского моря и воды из Восточно-Сибирского моря, был вовлечен в основной северный поток.

Оказалось, что изменения расхода вод, которые можно с уверенностью приписать каждой из двух водных масс (берингоморской и аляскинской прибрежной), различны. Воды, которые принадлежат аляскинской прибрежной массе, имеют тенденцию увеличиваться в объеме, по-видимому, благодаря притоку вод из зал. Коцебу, а также вовлечению в поток к северу от м. Лисберн вод Чукотского моря.

ТАБЛИЦА 13

Расход (Св) («+» — север) водных масс, июль—август 1972 г.
(«Ошоро-Мару», номера станций в скобках из рис. 7, 79, 81, 83)

Разрез	Дата	Берингоморские водные массы	Аляскинские прибрежные воды	Сумма
Берингов пролив	24—25/VII	1,1 (89—97)	0,6 (85—88)	+1,7
Лисберн	27—28/VII	0,2 (109—111)	0,7 (98—102)	+1,3
Юго-восток от о. Врангеля	29/VII	0,8 (116—119)		
о. Геральд — м. Франклин	31/VII—1/VIII	0,3 (125—128)	1,3 (133—129)	+2,3

Эти чукотские воды легко распознаются, так как они несут тепло и более богаты солью. Температура всего потока не падает ниже 0°C , а расход распознанных вод Берингова моря (ср. рис. 81), наоборот, имеет тенденцию уменьшаться с продвижением на север, но одновременно суммарный расход благодаря захвату вод увеличивается. Из этого следует, что происходит более интенсивное суммарное перемешивание и обмен теплом, солями и другими элементами водной массы Берингова моря как с южными локальными водами в центральной части Чукотского моря, так и с водами на северном участке в районе о. Геральд, чем это имеет место при движении аляскинских прибрежных вод. Аляскинские прибрежные воды несколько более изолированы, по-видимому, за счет влияния побережья Аляски, а берингоморские воды проходят через более открытый участок. В этой связи следует отметить, что аналогичный вывод был сделан в предыдущей главе на основе других исходных данных.

Мы располагаем весьма немногочисленными данными для оценки временной изменчивости течений. Единственная притопленная буйковая станция, данные которой мы можем проанализировать, была установлена непосредственно севернее Берингова пролива; эти данные мы уже рассматривали в главе 3. Судя по распределению водных масс, большие изменения накладываются на схему среднего потока. Например, Огорд (Aagaard, 1964) отмечал, что в октябре 1962 г. направленный на северо-восток поток аляскинских прибрежных вод в верхнем слое, по-видимому, прекратился. Мы недавно проанализировали длительные записи регистратора течений из желоба Барроу

с целью определения временной изменчивости этого потока; результаты готовятся к печати (Mountain et al.).

В период с 12 по 24 августа 1966 г. в прол. Лонга работало 11 заякоренных измерителей течений (Coachman and Rankin, 1968), позволяющих судить о мощности и изменчивости потока между Восточно-Сибирским и Чукотским морями. Полученные данные показали, что между этими морями не существует длительного однонаправленного обмена, а результирующий поток имеет восточное или западное направление в зависимости от региональных атмосферных условий и требований непрерывности. Когда над Чукотским морем ветры были с севера или с юга над Восточно-Сибирским морем, а в прол. Лонга преобладали восточные ветры, результирующий поток вод в прол. Лонга был направлен на запад, и наоборот.

В качестве индекса для региональных ветров можно использовать разности атмосферного давления у поверхности земли между такими парами станций, как м. Барроу — о. Врангеля, дельта р. Колымы — о. Врангеля. Этот вывод согласуется с заключением Горбунова (Gorbunov, 1957), который коррелировал данные о дрейфе радиовехи в прол. Лонга со случаями преобладания восточных ветров.

Можно выделить три периода, когда, судя по данным о распределении водных масс, результирующий поток должен двигаться через прол. Лонга. За период с 10 по 12 октября 1962 г. (рис. 78) воды Берингова моря наблюдались к югу и юго-западу от о. Врангеля, так что хотя бы в северной части прол. Лонга должен был быть западный поток. И наоборот, оказалось, что с 8 по 10 августа 1963 г. и с 27 по 29 июля 1972 г. берингоморские воды внезапно поворачивали на север, не доходя до прол. Лонга, и наблюдался результирующий перенос вод Восточно-Сибирского моря на восток.

На рис. 87 приводятся диаграммы связи между этими полученными потоками со значениями разностей атмосферного дав-

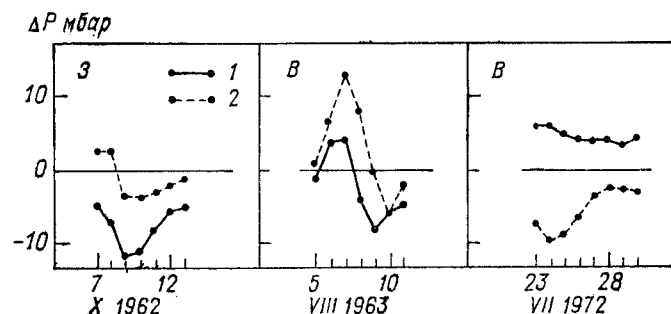


Рис. 87. Ход разностей приземного среднесуточного давления воздуха к востоку (м. Барроу) (1) и западу (р. Колыма) (2) от о. Врангеля за три периода, когда по океанографическим данным через прол. Лонга течение было западным или восточным.

ления между указанными выше парами станций. Результаты весьма интересны, хотя и не очень убедительны. Проникновение берингоморских вод на запад через прол. Лонга в октябре 1962 г. совпадает с периодом, когда разности значений атмосферного давления указывают на преобладание над районом Чукотского моря северных ветров, а над Восточно-Сибирским — южных. В августе 1963 г. поток становился восточным сразу после того, как в районе устанавливался противоположный ветровой режим, а в июле 1972 г. восточный поток наблюдался при почти нейтральном ветровом режиме (южные ветры над обоими морями).

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ

Некоторые натурные наблюдения в исследуемом районе, а именно экспедиции на ледоколе «Нортуинд» летом 1967 г. и на «Стейтн-Айленде» и «Томпсоне» летом 1968 г., выполнялись по программам, составленным таким образом, чтобы получить данные, пригодные для всевозможных расчетов, которые могли бы наиболее полно отразить океанографический режим изучаемой системы. Это расчеты динамической топографии, коэффициентов турбулентности и тепловых потоков.

ДИНАМИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ

В левосторонней системе координат, где ось x направлена по потоку (север), а ось z направлена вниз, уравнение движения можно записать в следующем виде:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega \sin \varphi v + \frac{1}{\mu} \left\{ \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right\}, \quad (1)$$

где u и v — соответственно x - и y -составляющие скорости; ρ — плотность; p — давление; $2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса; τ_{xx} , τ_{xy} , τ_{xz} — тензорные составляющие тангенциального напряжения в направлении x . Коучмен и Огорд (Coachman and Aagaard, 1966) отмечали, что применительно к Берингову проливу для упрощения расчетов можно пренебречь величинами $\partial \tau_{xx} / \partial x$ и $\partial \tau_{xy} / \partial y$. Если предположить, что ось x направлена на север (направление потока в проливе), а составляющую индивидуального ускорения заменить локальным и инерционными членами, то уравнение (1) приобретет следующий вид:

$$\frac{du}{dt} + u \frac{du}{dx} + w \frac{du}{dz} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}. \quad (2)$$

Если мы, кроме того, предположим, что существует гидростатическое равновесие, а вода несжимаема, то уравнение (2) можно интегрировать от свободной поверхности ξ — высоты над уровнем невозмущенного моря $z=0$ до дна $z=h$:

$$\int_{-\xi}^h \frac{\partial u}{\partial t} dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-\xi}^h u^2 dz + \int_{-\xi}^h u \frac{\partial v}{\partial y} dz - \frac{1}{\rho} (\tau_h - \tau_0) + \\ + \frac{g}{\rho} \int_{-\xi}^h \left[\int_{-\xi}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \right] dz + gh \left[\frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{\partial p_0}{\partial x} \right] = 0, \quad (3)$$

где g — ускорение свободного падения; ρ — средняя плотность водного столба; τ_0 и τ_h — тангенциальное напряжение соответственно на свободной поверхности и у дна, а p_0 — атмосферное давление (в сантиметрах водного столба) на свободной поверхности (Coachman and Aagaard, 1966). Сделав некоторые предположения, первые пять членов можно рассчитать по данным различных гидрологических разрезов, а шестой — по метеорологическим данным, так, что член, выражающий долготный баротропный градиент давления $gh (\partial \xi / \partial x)$, связанный с наклоном морской поверхности, можно рассчитать по разности.

Результаты этих динамических расчетов сведены вместе в табл. 14. Кроме результатов экспедиции на «Нортуинде» 1964 г., которые представлены в таблице как средние значения величин, приведенных ранее из работы Коучмена и Огорда 1966 г., в этой таблице даются также соответствующие данные из измерений на «Нортуинде» 1967 г., «Томпсоне» 1967 г., «Стейтн-Айленде» 1968 г. и «Томпсоне» 1973 г. Все эти данные обрабатывались по методике Коучмена и Огорда, но в некоторых случаях были различия.

1. Локальное ускорение $\left(\int_{-\xi}^h \frac{\partial u}{\partial t} dz \right)$: для данных «Нортуинда»

1967 г. x -составляющая скорости, осредненная по проливу (поперек пролива) слой за слоем, сравнивалась для первого разреза (13 и 14 июля, B на рис. 2а) и для второго разреза (18 и 19 июля, B на рис. 2б). Так же обрабатывались данные «Томпсона» 1973 г. (данные за 29—30 сентября сравнивались с данными за 3—4 октября). Для расчетов по району к северу от пролива в 1967 г. использовались повторные измерения по шишмаревскому разрезу (C на рис. 2а, б).

Для данных «Томпсона» 1967 г. изменения вычислялись по каждому из четырех повторных разрезов. Для данных «Стейтн-Айленда» 1968 г. разрез к югу от пролива (C на рис. 3) экстраполировался на район пролива путем увеличения скорости пропорционально уменьшению площади поперечного сечения для каждой водной массы; полученные таким образом значения скорости сравнивались со скоростями по разрезу D в проливе.

ТАБЛИЦА 14

Динамические расчеты для Берингова пролива

Параметры [уравнение (3)]: $A = \int_{-\zeta}^h \frac{\partial u}{\partial t} dz$, $C = \int_{-\zeta}^h u \frac{\partial v}{\partial y} dz$, $E = \frac{g}{p} \left(\int_{-\zeta}^z \int_{-\zeta}^h \frac{\partial p}{\partial x} dz \right) dz$, $G = gh \frac{\partial \zeta}{\partial x}$,

$B = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-\zeta}^h \mu^2 dz$, $D = -\frac{1}{p} (\tau_h - \tau_0)$, $F = -gh \frac{\partial p_0}{\partial x}$

	см ² /с ²							Перенос, Св	Наклон (x 10 ⁶)
	A	B	C	D	E	F	G		
1. Август 1964 г.	-1,0	-0,7	-3,2	-3,9	-1,6	-0,3	+10,7	+1,4	+2,2
2. Июль 1967 г.	+0,4	-0	-0,1	+2,4	+0,3	+0,2	-3,2	-0,2	-0,7
3. Июль 1967 г. (северная часть пролива)	-0	-0	-0,2	-0,3	-1	+0,4	+1,1	0	+0,2
4. Август 1967 г. (1-2)	-1,5	-0,7*	-2,2	-9,4	+0,5	-0,4	+13,7	+1,6	+2,8
5. (2-3)	+0,3	-0,7*	-2,2	-7,3	-1,2	-0,6	+11,7	+2	+2,4
6. (3-4)	-1,0	-0,7*	-2,4	-6,7	+1,1	-0,8	+10,5	+1,4	+2,1
7. Июль 1968 г.	+3,5	+2,5	-7,0	-6,4	-0,7	+0,4	+7,7	+1,5	+1,6
8. Октябрь 1973 г.	-0,1	-0,9	-0,5	-1,6	-2,3	+0,2	+5,2	+1,4	+1,1
Средние значения	+0,1	-0,2	-2,2	-4,2	-0,6	-0,1	+7,2		

* Значения за 1964 г. см. в тексте.
«+» — на север.

Следует отметить, что при такой методике расчета получилось довольно высокое значение для местного ускорения (+3,5 см²/с²). Система заметно ускорилась в это время, что подтверждается увеличением переноса от разреза D к разрезу E на 0,7 Св за один день (рис. 61 б), так что полученный результат не кажется таким уж неправдоподобным.

2. Первый инерционный член $\left(\frac{\partial}{\partial x} \int_{-\zeta}^h u^2 dz \right)$: для данных

«Нортуинда» 1967 г., «Стейтн-Айленда» 1968 г. и «Томпсона» 1973 г. разрез непосредственно вверх по течению (к югу) использовался для сравнения по долготе. Не представлялось возможным рассчитать этот член для разрезов, сделанных «Томпсоном» в 1967 г., поэтому использовалось значение, полученное для данных «Нортуинда». При этом предполагалось, что значения расходов и ускорения были в этих случаях почти одинаковыми. Оказалось, кроме того, что инерционный член является несущественным в такие периоды и его величина не должна серьезно сказываться при расчетах $gh(\partial \zeta / \partial x)$.

3. Второй инерционный член $\left(\int_{-\zeta}^h u \frac{\partial v}{\partial y} dz \right)$ и тангенциальное напряжение на водную толщу $\left[-\frac{1}{p} (\tau_h - \tau_0) \right]$: эти уравнения были рассчитаны по данным гидрологических разрезов по методам Коучмена и Огорда.

4. Долготный бароклинный градиент давления

$$\left(\frac{g}{p} \int_{-\zeta}^h \left[\int_{-\zeta}^z \frac{\partial p}{\partial x} \times dz \right] \right) dz:$$

за июль 1967 г. в проливе и к северу от него, за июль 1968 г. и за октябрь 1973 г. этот член рассчитывался путем сравнения между разрезом вверх по течению и рассматриваемым разрезом. Для экспедиции на судне «Томпсон» 1967 г. данные второго разреза (5 августа) экстраполировались вверх по течению от станции к станции на расстояние $\bar{U} \Delta t$, где \bar{U} — средняя локальная скорость северной составляющей потока и Δt — период времени между первым разрезом 4 августа и вторым.

Таким же образом обрабатывались второй и третий, третий и четвертый разрезы.

5. Долготный градиент давления на свободной поверхности $[-gh(\partial p_0 / \partial x)]$: были взяты значения атмосферного давления в призмемном слое для станций м. Лисберн (68° 53' с. ш.) и м. Северо-Восточный (о. Св. Лаврентия) (63° 19' с. ш.) с синоптических карт за тот день, когда были выполнены разрезы, и за предыдущий день, затем они осреднялись и градиент

рассчитывался делением разности (в сантиметрах водяного столба) на 618 км.

Результаты расчетов (табл. 14) еще раз подтверждают сделанный Коучменом и Огордом (Coachman and Aagaard, 1966) вывод: несмотря на то что средний поток через Берингов пролив в первом приближении антитриптичен (долготный градиент давления уравновешен сдвиговым напряжением), необходимо иметь и другие параметры, чтобы правильно представить режим потока. При этом наиболее важным из этих параметров является второй инерционный член (C), который выражает боковой перенос количества движения. Вместе с членом, выражающим сдвиговое напряжение, он в среднем уравнивает баротропную составляющую градиента давления (в пределах 11%). То, что нелинейные эффекты имеют большое значение, неудивительно, так как число Россби ($R_0 = (du/dy)/f$ = отношению относительной завихренности к планетарной) в Беринговом проливе — довольно большое число, порядка 0,5. Оказывается, что в целом все вторичные силы противодействуют потоку через пролив, возникающему под воздействием наклона поверхности моря. Примечательно, однако, что в среднем бароклинность пренебрежимо мала в суммарном балансе количества движения, хотя в любом отдельном случае эта бароклинность может быть существенной. Из этого следует, что либо бароклинное приспособление в целом действует отдельно от наклона поверхности, либо можно предположить, что поле плотности достаточно засорено шумами и поэтому оно кажется случайным. Следует отметить, что предположение о возможности рассмотрения бароклинности и наклона поверхности в качестве двух отдельных механизмов было высказано еще в главе 3 на основе анализа линейных тенденций течений, выделенных в данных заякоренных буйковых станций.

Меридиональный градиент давления на морской поверхности, по-видимому, лишь незначительно видоизменяет поток в самом проливе, поскольку значения для члена F имеют такой же порядок, как значения бароклинности (E) и как значение долготного инерционного ускорения (B). Это отнюдь не отрицает возможности того, что изменения меридионального градиента атмосферного давления могут вызывать существенные изменения в других местах в региональном поле потока — там, где равновесие сил не столь тесно антитриптично, что и показали результаты, полученные в желобе Барроу.

Мы уже предполагали ранее (Coachman and Aagaard, 1966), что на некотором расстоянии от Берингова пролива наклон поверхности становится меньше. Настоящие результаты можно интерпретировать как подтверждение этого, так как в одном случае рассчитанный (3) наклон поверхности в направлении потока был крайне мал — можно предположить, что режим потока в этом случае был почти геострофическим.

Тот факт, что расход через Берингов пролив регулируется наклоном морской поверхности, кажется неоспоримым. Коэффициент корреляции между расходом и наклоном поверхности равен 0,92 (рис. 88). На рис. 88 также представлена линия регрессии. Таким образом, поскольку поток через Берингов пролив в основном направлен на север, уровень моря в Чукотском море в большинстве случаев ниже, чем в северной части Берингова моря.

Редкие случаи смены направления потока имеют место только тогда, когда уровень воды в Чукотском море временно становится выше, чем в северной части Берингова моря (случай 2). При среднем расходе в летнее время, равном $1,7$ Св, наклон равен $2,4 \cdot 10^{-6}$.

Кроме влияния регионального ветрового режима, который сохраняет средний наклон морской поверхности, можно предположить, что определенный наклон может сохраняться за счет разностей стерического уровня между Тихим и Северным Ледовитым океанами. В табл. 15 сравниваются приближенные средние аномалии динамической высоты для района Алеутской впадины (Берингова моря) и Канадской и Евразийской котловин Северного Ледовитого океана. Если динамические высоты относительно поверхности 1500 дбар можно считать репрезентативными для высот водного столба, то поверхность в северной части Тихого океана может оказаться примерно на 1 м выше,

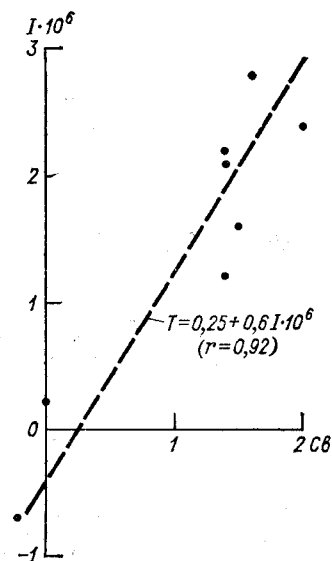


Рис. 88. Связь наклона поверхности моря (I) («+» — понижается к северу) в Беринговом проливе с расходом через него («+» — на север).

чем поверхность в Северном Ледовитом океане; при этом получается наклон к северу порядка 10^{-6} — 10^{-7} .

ТАБЛИЦА 15

Приближенные средние динамические глубины (10/1500 дбар *)

	ΔD дин. м	Стерическая высота, м
Алеутская котловина, Берингово море	1,50	1474,6
Канадская котловина, Северный Ледовитый океан	0,60	1473,7
Евразийская котловина, Северный Ледовитый океан	0,40	1473,5

* Значения осреднены по нескольким станциям каждой котловины.

Мы считаем, что эта стерическая разность создает некоторый перепад давления, который «гонит» средний поток на север через Берингов пролив, но в настоящее время твердого вывода сделать еще нельзя. Действительный расход в любое время находится под сильным влиянием регионального режима атмосферного давления (ветра), который гонит воды в мелких и ограниченных массивах суши Беринговом и Чукотском морях.

Вывод Штокмана (1957) относительно того, что наблюдаемые сезонные колебания потока в Беринговом проливе (зимний расход составляет $1/4$ летнего) вызываются сезонными колебаниями стерического уровня в Беринговом море, представляется неправильным, поскольку максимальное сезонное изменение динамических высот не превышает 0,2 дин. м (основано на потеплении на 10°C и уменьшении солёности на 1‰ от зимы к лету в верхних 100 м).*

КОЭФФИЦИЕНТЫ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Данные, полученные экспедицией на ледоколе «Стейт-Айленд» в 1968 г. на разрезах от о. Св. Лаврентия на север через Берингов пролив, удобны для оценки вертикальных и горизонтальных коэффициентов турбулентности. Для этой цели были

* В советской научной литературе вопрос о природе постоянных течений в Беринговом проливе обсуждался в работах: Гудкович З. М. «К вопросу о природе тихоокеанского течения в Беринговом проливе и причинах сезонных изменений его интенсивности» «Океанология», 1961, т. 1, вып. 4, с. 608—612), Гудкович З. М., Никифоров Е. Г. «Экспериментальные исследования схемы постоянных течений в Арктическом бассейне» (Труды ААНИИ, 1963, т. 254, с. 129—154), их же «Исследование природы циркуляции вод Арктического бассейна на модели» («Океанология», 1965, т. 5, вып. 1, с. 73—83). Идея авторов монографии близка к изложенным в указанных работах.—Прим. ред.

использованы два метода. Общим для этих двух методов было предположение о том, что содержание соли и тепла в слое ниже скачка плотности (~ 10 м) сохранялось неизменным.

Метод 1

На основании этого предположения мы считаем, что изменения солёности и температуры глубинного слоя вызваны исключительно вертикальной и боковой турбулентной диффузией:

$$\frac{dS}{dt} = K_H \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + K_V \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}, \quad (4)$$

$$\frac{dT}{dt} = K_H \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + K_V \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (5)$$

где K_H и K_V — (постоянные) коэффициенты турбулентного обмена в горизонтальном (H) и вертикальном (V) направлениях; S — солёность; T — температура. Были определены средние значения солёности и температуры в пределах каждой водной массы на каждом разрезе, затем они сравнивались от разреза к разрезу в направлении с юга на север; для расчета скоростей изменения использовались расстояние между разрезами и средние скорости течений. Кривизна полей солёности и температуры оценивалась по методу Праудмэна (Proudman, 1953). Для определения кривизны изолиний в плане использовались станции, расположенные поперек границ водной массы, а для оценки вертикальной кривизны брались средние значения в пределах каждой водной массы на глубинах 5, 10, 15 или 10, 15, 20 м, в зависимости от глубины слоя скачка плотности. Затем уравнения решались одновременно для K_H и K_V .

Метод 2

Стрежень каждой водной массы (рис. 12) можно определить по минимальной температуре глубинных вод в полосе солёности, которая определяет эту водную массу. Увеличение теплосодержания в водном столбе под слоем скачка плотности можно объяснить вертикальным потоком, приходящим из верхних слоев, и боковым потоком от соседних водных масс, т. е.

$$L \frac{\Delta Q}{\Delta t} = C_P \left[K_H \frac{\Delta T}{\Delta y} + K_V \frac{\Delta T}{\Delta z} \right], \quad (6)$$

где L — расстояние между разрезами; Q — теплосодержание; C_P — удельная теплоемкость.

Аналогичное выражение для сохранения солей:

$$L \frac{\Delta S}{\Delta t} = K_H \frac{\Delta S}{\Delta y} + K_V \frac{\Delta S}{\Delta z}. \quad (7)$$

Данные двух-трех станций осреднялись, чтобы определить значения в каждом стрейне по каждому разрезу; вертикальные градиенты рассчитывались по разностям между средними значениями для верхнего (0—10 м) и среднего слоя (10—30 м), а горизонтальные градиенты по обеим сторонам от стрейна рассчитывались по значениям в среднем слое (10—30 м) и горизонтальной геометрии рис. 12. Затем уравнения решались одновременно для K_H и K_V .

Результаты этих расчетов приведены в табл. 16. В этих расчетах множество неточностей, поэтому мы не можем делать строго определенных выводов на их основании. А именно: мы никак не можем убрать короткопериодную изменчивость в системе, а расчеты, связанные с соленостью, слишком трудоемки, так как численные различия почти всегда очень малы. Однако в общих чертах эти результаты весьма информативны и в среднем приемлемы.

ТАБЛИЦА 16

Коэффициент турбулентности по данным «Стейтн-Айленда» 1968 г.

Разрезы (рис. 3)	Водная масса					
	анадырская		берингоморского шельфа		аляскинская прибрежная	
	(1) *	(2) *	(1)	(2)	(1)	(2)
K_V см ² /с						
о. Шишмарев (E)						
Берингов пролив (D)	0,6	7	2	37	0,4	22
о. Кинг (C)	1	5	0,7	45	1	4
м. Родней (B)	4 }	0,8	1	3	0,5 }	0,3
о. Св. Лаврентия (A—A')	2 }		1	3	0,3 }	
м. Романцова (A)			0,2	4		
K_H 10 ⁵ см ² /с						
о. Шишмарев (E)						
Берингов пролив (D)	2	0,3	19	2	57	0,2
о. Кинг (C)	0,4	0,1	4	2	48	0,6
м. Родней (B)	2 }	1	23	0,1	18 }	0,1
о. Св. Лаврентия (A—A')	1 }		43	0,1	102 }	
м. Романцова (A)			2	0,1		

* (1) — метод 1, (2) — метод 2 (см. текст).

Судя по этим данным (табл. 16), можно согласиться, что боковая диффузия имеет более заметное влияние в восточном направлении. Вертикальные потоки поперек слоя скачка плотности летом связаны с коэффициентами турбулентного обмена,

имеющими порядок 1 см²/с. Величина K_V уменьшается с увеличением устойчивости в слое скачка плотности. На рис. 27 приведен график средних значений K_V по данным табл. 16 по распределению максимальной устойчивости. Малое значение K_V (0,3 см²/с) вдоль аляскинского берега относится к району большой устойчивости, а к северу от Берингова пролива, где устойчивость небольшая, K_V может возрасти до 10 см²/с.

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС

Данные экспедиции на ледоколе «Стейтн-Айленд» 1968 г. можно также использовать для расчета элементов теплового баланса. Первоначально мы предполагали, что каждая водная масса латерально ограничена, т. е. теплосодержание водной массы меняется только под воздействием вертикальных потоков. Таким образом, любое локальное нарушение баланса, над и под слоем, относимое за счет потока через поверхность, на самом деле может быть вызвано латеральным обменом тепла. Взвешенное (по площади) среднее общее содержание тепла придонного слоя (от 30 м до дна) для каждой водной массы и каждого разреза рассчитывалось и сравнивалось со следующим разрезом в направлении вниз по течению, т. е. в соответствии с вышеупомянутым предположением любой прирост тепла или его потеря объясняется вертикальным обменом с лежащим выше слоем (100—30 м). Тепловой баланс слоя 10—30 м в свою очередь обеспечивается притоком тепла из слоя 0—10 м, а баланс поверхностного слоя достигается обменом через поверхность моря. Результаты этих расчетов приведены на рис. 89.

Наш первый вывод сводится к тому, что общий (суммарный) средний поверхностный поток несколько больше, чем тот, который мы можем объяснить за счет прямого обмена на поверхности моря. Средневзвешенное значение для всего района (за исключением небольшого участка на юго-восток от Берингова пролива, где имеют место очень высокие значения) примерно 200 ли/сут, в то время как эффективный радиационный поток с поверхности не превышает 150 ли/сут (Neumann and Pirson, 1966, рис. 99, стр. 241). Эту величину необходимо уменьшить на эффективную потерю на испарение. Мы считаем, что это несоответствие нельзя объяснить только погрешностями вычисления, оно указывает на важное значение вод зал. Нортон (этот залив не был включен в расчеты) как источника летнего тепла для северного шельфа.

Во-вторых, хотя мы не можем полностью полагаться на отдельные значения, все же проявляется некоторая система в обмене тепла у поверхности. Для большей части региона эти значения в общем отражают фон потоков тепла. Однако мы

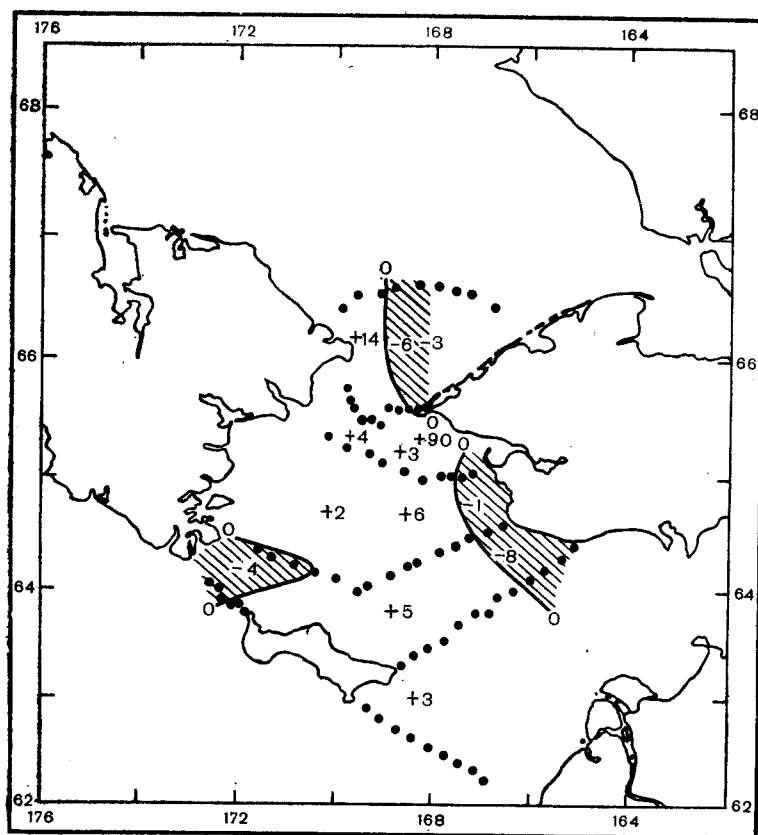


Рис. 89. Тепловой бюджет столба воды (10^2 ли/день) 9—19 июля 1968 г.

выделили три участка эффективной потери тепла даже тогда, когда поверхностные воды в этом районе поглощали большое количество тепла. Два из них связаны с аляскинской прибрежной водной массой: вдоль побережья Аляски от Номы до Порт-Кларенса и вдоль отмели у м. Принца Уэльского, а третий участок — это прол. Чирикова. [Большой приток тепла к аляскинской прибрежной водной массе западнее Порт-Кларенса (ЮВ от м. Принца Уэльского) можно объяснить главным образом латеральным теплообменом с относительно мелким заливом на востоке, где вода аккумулирует аномально большое количество тепла.*] Эти потери тепла можно в первую очередь отнести

* Заливы такого типа изолированы от основных циркуляционных систем, менее эффективно теряют тепло, и, таким образом, приток тепла к поверхности поддерживается более эффективно (инсоляция, «подогретый» сток и т. д.).

за счет латеральной теплоотдачи. В связи с теплотерей аляскинской прибрежной водной массой следует отметить самые большие латеральные турбулентные коэффициенты, о которых мы говорили выше. Кроме того, примечательно, что наибольшие локальные значения притока тепла (+ на рис. 89) обнаружены на участках, непосредственно примыкающих к районам дефицита тепла, что и следовало ожидать, если эти участки получают тепло латерально.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Берингов пролив — это водная связь между двумя крупнейшими материковыми шельфами Мирового океана: восточной частью шельфа Берингова моря и сибирским шельфом; этот пролив обеспечивает обмен водами между такими океанами, как Тихий и Северный Ледовитый. Здесь, в проливе, расстояние между материками всего 85 км, — такое сужение создает эффект туннеля для преобладающего в этом районе северного потока вод. В прошлую геологическую эпоху (примерно 13 000 лет до настоящего времени) эта большая равнина была субарктической, что обусловило миграцию фауны между материками, в наши дни эта равнина скрыта под неглубоким слоем воды, глубины почти повсеместно не превышают 50 м.

Системы с малыми глубинами, где с атмосферой взаимодействуют большие (относительно объема воды) площади поверхности, находятся под очень сильным влиянием поверхностного обмена тепла, массы, количества движения. Эти обмены обуславливают и изменяют свойства шельфовых вод, что приводит к большому разнообразию характеристик, и в большой степени управляют циркуляцией вод. Кроме того, можно предположить, что в районе Берингова пролива существенную роль играют: ледяной покров; пресноводный сток, который характеризуется большой сезонной изменчивостью [следует помнить, что пресные воды в основном поступают на восточной (алюсской) стороне системы]; распределение уровня моря под влиянием ветра и побережий Сибири и Аляски.

Современные океанографические исследования в этом районе начались в 1922 г. экспедицией Свердрупа на судне «Мод». Большая советская экспедиция под руководством Ратманова в 1932—1933 гг. и американские экспедиции Барнса и Томпсона

в 1933—1934 гг. были первыми систематическими научными работами в этом районе. Всего в этом районе работало около 25 экспедиций, из них больше половины приходится на последнее десятилетие. В результате этих экспедиций накоплено большое количество интересных данных. Авторы настоящей книги попытались синтезировать этот материал в некоторое логически последовательное описание водных масс и их природы, изменений, движения, а также поля потока и его изменчивости.

Описание дано по районам. Авторы надеялись, что именно при таком расположении текста он будет наиболее доступен читателю. В первую очередь авторы рассмотрели водные массы в Беринговом проливе (глава 2), затем рассмотрен вопрос об их происхождении в Анадырском заливе и на шельфе Берингова моря. Затем рассматриваются временные изменения с учетом сезонных циклов и модификаций, выделены долгопериодные тенденции и связь между пресноводным стоком и обменом на поверхности.

В главе 3 рассмотрено поле потока этого же района, а именно Берингова пролива. Устанавливается зависимость между расходом через Берингов пролив и региональным атмосферным давлением; отдельно рассмотрены изменения течений во времени и их причины. Глава 4 посвящена описанию Чукотского моря, водных масс этого района, их трансформации и преобразований, в том числе в связи с изменениями поля течений. Динамика потока в Беринговом проливе рассмотрена в главе 5, куда авторы также включили расчеты коэффициентов турбулентности и регионального теплового баланса. Ниже приводится краткое изложение основных результатов анализа.

ВОДНЫЕ МАССЫ

В Беринговом проливе можно выделить три водные массы. Это деление основано на различиях в солености. Наиболее соленые воды (аналыские) располагаются на западной стороне, а наименее соленые (алюсская прибрежная) — вдоль восточной; между ними — водная масса берингоморского шельфа. Исследуемая система характеризуется весьма незначительным латеральным перемешиванием к северу от о. Св. Лаврентия, и поэтому соленость — наиболее консервативная характеристика водных масс, по которой их легко различать. В то же время тепло в водном столбе не сохраняется, поэтому температура не может являться индикатором водных масс. Анадырская водная масса приобретет свои характеристики ($S = 32,8 \div 33,2\text{‰}$) в Анадырском заливе, но эта водная масса не образуется в самом заливе. Это скорее воды Берингова моря, которые поступают в залив и «пересекают» его на

своем пути к Берингову проливу. Поток этих вод распространяется в соответствии с топографией дна (глубинами); эти относительно теплые ($1-2^{\circ}\text{C}$) и соленые (более 33‰) воды смешиваются с холодными и менее солеными водами, находящимися в центре залива. Образовавшаяся в результате этого смешения анадырская водная масса состоит на 80—90% из вод Берингова моря и на 20—10% — из местных вод Анадырского залива. Шельфовые воды Берингова моря поступают в северную часть Берингова моря, обтекая с запада и востока о. Св. Лаврентия. Эта водная масса образована из берингово-морских вод, поступающих в Анадырский залив с юга и трансформированных в результате латерального перемешивания с холодными шельфовыми водами южнее о. Св. Лаврентия. Получившаяся водная масса имеет заметно меньшую соленость (32,4—32,8‰). Смешение соленых вод из Берингова моря с менее солеными, но более холодными шельфовыми водами, по-видимому, происходит почти повсеместно на участке между островами Св. Лаврентия и Св. Матвея. Аляскинская прибрежная вода, с наименьшей соленостью и самой высокой температурой, образуется из холодных вод (соленость которых примерно 32‰), сохранившихся с предыдущей зимы. Ежегодно в летне-весенний период эти воды опресняются под воздействием материкового стока и нагреваются солнцем. Степень опреснения зависит от расстояния до берега.

Основное условие для всех шельфовых вод — это их изохалинность и изотермичность (температура близка к температуре замерзания) в зимнее время во всем водном столбе, но соленость увеличивается в западном направлении поперек системы от 32‰ на восточной периферии системы до 33‰ на западной. Приток пресных вод весной формирует двухслойный режим, наблюдаемый в летнее время: менее соленые, а следовательно, менее плотные воды образуют 10—15-метровый поверхностный слой, под которым располагаются сравнительно однородные глубинные воды. Там, где различия в солености между верхними и нижними, глубинными, слоями остаются сравнительно небольшими, температура подстилающего слоя со временем увеличивается под воздействием направленного вниз потока тепла, тем самым препятствуя накоплению тепла в самом верхнем слое. С другой стороны, там, где эти различия велики, поток тепла не может проникать вглубь, этому препятствует устойчивость и, таким образом, температура верхнего слоя повышается до климатического предела, определяемого обменом на поверхности.

Этот термический режим, контролируемый условием устойчивости, является, по-видимому, общей особенностью всех арктических окраинных (шельфовых) морей; этот режим имеет большое влияние на распределение льдов. Районы, где поверхностный слой характеризуется большой устойчивостью, яв-

ляются центрами разрушения льда в весеннее время, а адвекция этих вод существенным образом влияет на распределение льдов в летнее время.

Сезонные изменения пресноводной составляющей водных масс хорошо коррелируются с изменениями стока р. Юкон, — последняя служит показателем регионального пресноводного стока. Приток пресных вод максимален в июне и июле, но пресные воды продолжают аккумулироваться в системе в течение всего лета, достигая максимума в сентябре. Теплосодержание во всей системе изменяется в течение года почти так же, как теплосодержание пресных вод. Осенью требуется около двух месяцев, чтобы «слить» из системы накопившееся тепло и пресные воды, так что обычно ледообразование не начинается до ноября, а иногда и до декабря.

Поскольку речной сток меняется от года к году, а накопление пресных вод коррелируется с величиной речного стока, значения солености также меняются. Например, известно, что средняя соленость анадырской водной массы за летний период изменяется в пределах 32,8—33,2‰. Есть доказательства того, что происходит некоторое опреснение системы: со времени 30-х годов соленость в системе уменьшилась на 0,2‰ и, поскольку температурный режим регулируется устойчивостью, отмечается тенденция повышения температуры поверхностного слоя примерно на 1°C . Однако благодаря большему изоляционному эффекту опресненных поверхностных вод общее теплосодержание системы меняется обратно пропорционально изменениям температуры верхнего слоя, так что среднее теплосодержание фактически уменьшилось за последний 40-летний период.

В июле 1967 г. и феврале 1968 г. зарегистрированы два аномальных случая; они считаются таковыми, так как за короткий период (примерно 7 дней) региональный режим потока полностью менялся: течение вместо северного становилось южным. В таких условиях водные массы в Беринговом проливе характеризуются несколько измененными связями между температурой и соленостью, в частности отражая более интенсивное латеральное перемешивание аляскинских прибрежных вод с водами шельфа Берингова моря. Однако, поскольку весь район вместе с южным сектором Чукотского моря находится под доминирующим влиянием южных по своему происхождению вод, перенесенных на север нормальным потоком, смена направления течения на длительный период (по-видимому, более 2 недель) может создать условия для «слива» («промыва») системы и, таким образом, в самом проливе можно будет обнаружить арктические воды. Однако у нас нет данных, указывающих на то, что такие длительные смены течений когда-либо имели место.

Данных очень мало, чтобы оценить короткопериодные (менее одного дня) локальные изменения свойств вод. Но есть

некоторые доказательства того, что в системе существует множество вихрей с горизонтальными размерами от 10 до 30 км, которые переносятся на север вместе со средним потоком.

ТЕЧЕНИЯ

Схема сдвига скорости по разрезу в Беринговом проливе сохраняется сравнительно неизменной независимо от расхода. Самые быстрые потоки (скорость которых может быть выше 200 см/с) наблюдаются всегда в верхних слоях восточного канала; при этом вертикальный сдвиг таков, что скорость на глубине уменьшается почти вдвое. Сразу же к западу от быстрого потока наблюдается мощный горизонтальный сдвиг, так что скорости в западном канале составляют всего $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$ скорости в восточном канале, при этом скорости относительно однородны поперек каждого канала. Факт существования такой согласованной системы позволяет организовать мониторинг расхода через пролив весьма экономными средствами, а именно, используя одну или две соответственно калиброванные автоматические буйковые станции (с измерителями течений).

За пределами Берингова пролива поток с самыми высокими скоростями проходит вблизи сильно выдающихся в море участков суши, а именно вблизи м. Хоп, севернее зал. Коцебу и в каналах к востоку и западу от о. Св. Лаврентия. За исключением этих локальных эффектов, измеренные течения в целом гораздо медленнее и более изменчивы по направлению, чем в Беринговом проливе, хотя в среднем они согласуются с потоком, выведенным из распределения водных масс.

Есть указания на то, что в системе имеются вихри, некоторые из них небольшие — всего несколько километров, но не исключена возможность, что несколько более крупных вихрей представляют квазистационарную особенность. Последние, по-видимому, обусловлены батиметрией. Например, такой большой вихрь может быть северо-западнее о. Шишмарев (с «подветренной» стороны м. Принца Уэльского) и к северо-востоку от м. Лисберн (тоже с «подветренной» стороны).

Заметные полусуточные колебания проявляются в течениях севернее и южнее Берингова пролива, причем амплитуды (от пика до пика) обычно примерно равны 10 см/с. Суточные колебания на $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ больше, чем полусуточные. Можно сделать вывод, что эти колебания явно приливного характера. Приливный режим весьма сложен; в нем можно выделить несколько меняющихся приливных волн различной значимости в пределах изучаемого района. Можно выделить как минимум три амфидромы: 1) циклоническую суточную систему в зал. Нортон; 2) циклоническую систему южнее о. Св. Лаврентия и 3) циклоническую полусуточную систему в Анадырском заливе.

Другие кратковременные изменения, различимые в зарегистрированных течениях, включают: 1) вертикально-некогерентные локальные изменения направления течения, по-видимому, связанные с адвекцией вблизи измерителей течений маломощных бароклинных вихрей; 2) 6-часовые и более длительные колебания, которые, скорее всего, также вызваны вихрями, и 3) колебания с характерным периодом 1—3 дня, причем некоторые из этих колебаний обусловлены локальными изменениями ветрового режима.

Расход вод через этот район измерялся с помощью данных, собранных на 11 подробных разрезах (с измерением течений) поперек Берингова пролива и 10 разрезах к северу и к югу от него, пересекающих систему. Расход колеблется от более 2 Св на севере до 0,2 Св на юге. Значение расхода хорошо коррелируется (коэффициент корреляции 0,79) с колебаниями атмосферного давления у земли по данным станции в Номе; уравнение

$$\text{Расход (Св)} = 1,58 + 0,08 (P_H - \bar{P})$$

можно использовать для предвычисления расхода с точностью до 0,5 Св. Объяснить такую хорошую корреляцию можно следующим образом: давление в Номе достаточно хорошо отражает региональное распределение давления. Когда в Номе давление высокое, то к северу от Берингова пролива давление обычно низкое, а связанные с этим давлением поля ветра имеют тенденцию вызывать конвергенцию к югу и дивергенцию к северу от пролива; при этом усиливается северный поток. И наоборот, когда давление в Номе низкое, региональные ветры обуславливают дивергенцию к югу от пролива.

Локальные ветры еще больше меняют расход, главным образом из-за того, что ветры гонят поверхностный слой вод; в результате примерно 0,5 Св приходится на 1 дину/см² тангенциального напряжения ветра на воду. Мы не располагаем данными о годовых изменениях расхода через Берингов пролив, однако расход может за одну неделю измениться почти в два раза. Среднемесячные и годовые расходы близки к 1,5 Св в среднем направлении.

ЧУКОТСКОЕ МОРЕ

Три водные массы, проходящие через Берингов пролив, пересекают на своем пути в Арктический бассейн Чукотское море. К северу от пролива из трех водных масс остаются две, так как анадырская полностью перемешивается с шельфовыми водами Берингова моря, образуя берингоморские воды. Аляскинская прибрежная водная масса сохраняет свою индивидуальность, ее поток становится более мощным за счет притока малосоленных вод из зал. Коцебу.

В южной части Чукотского моря северный поток имеет волнообразную форму, что до некоторой степени вызвано батиметрией. Поток поворачивает на восток в сторону зал. Коцебу, а затем на север и запад, причем скорость движения вод увеличивается вблизи м. Хоп.

Мористее м. Хоп поток делится на две части. Большая часть берингоморских вод (соленость 32,5—33‰) следует на северо-запад в сторону о. Геральд и далее в Арктический бассейн через подводную долину Хоп. Большая часть аляскинских прибрежных вод поворачивает на северо-восток мористее м. Хоп в сторону м. Барроу, затем эти воды проходят вдоль желоба Барроу и попадают в море Бофорта. Эффективный северный расход через Чукотское море увеличивается примерно на 0,5 Св по сравнению с этой же величиной на южной границе. Аляскинская прибрежная водная масса увеличивается в объеме за счет притока вод из зал. Коцебу; кроме того, возможно вовлечение в общий поток местных вод Чукотского моря, — эти воды несколько отделены с восточной стороны берегом Аляски. Водная масса Берингова моря, наоборот, заметно уменьшается в объеме, это, по-видимому, можно объяснить более интенсивным перемешиванием по мере движения вод через центральный район Чукотского моря. Температура обоих потоков по мере их движения меняется, и нами установлено, что турбулентная вертикальная теплопроводность лежит в пределах 0,2—2 см²/с.

В южной части центрального района Чукотского моря совершенно четко выделяется «мертвое пятно» в циркуляции, воды Берингова моря огибают его с севера. Положение этого «мертвого пятна» и его границы с основным потоком берингоморской водной массы могут смещаться на несколько десятков километров. Донные воды в районе этого пятна — это воды, оставшиеся с предыдущей зимы; скорость потребления кислорода составляет примерно 9 мл/год.

Сравнительно плотные воды попадают в Чукотское море из двух источников: 1) холодные донные воды Восточно-Сибирского моря проникают с запада через прол. Лонга при соответствующих атмосферных условиях, далее эти воды направляются на юго-восток вдоль берега Сибири, но редко проникают дальше м. Сердце-Камень; 2) относительно соленые воды из Арктического бассейна могут проникать с севера вдоль дна подводных желобов Геральд и Барроу. Например, в желобе Барроу мы измеряли импульсы атлантических вод, движущихся на шельф со скоростью 40 см/с; продолжительность этих импульсов превышала два дня (Mountain et al., в печати).

ЧИСЛЕННЫЕ ОЦЕНКИ

Динамика потока в районе Берингова пролива — это динамика северного баротропного градиента давления (поверхность

моря наклонена вниз по течению), в среднем сбалансированная: а) на 60% — фрикционным напряжением; б) на 35% — латеральной адвекцией количества движения. В большинстве случаев бароклинность противостоит северному потоку, но вклад этой бароклинности в общий баланс сил менее 10%. Расход чрезвычайно хорошо коррелируется с наклоном морской поверхности. При обычном (среднем) летнем расходе, равном 1,7 Св, наклон составляет $2,4 \cdot 10^{-6}$ вниз (на север). Направление наклона поверхности в другую сторону (к югу) было зафиксировано в одном случае — и одновременно был зафиксирован поток в южном направлении. Наклон уменьшается при удалении от пролива.

Латеральные и вертикальные коэффициенты турбулентности рассчитывались для всех случаев, когда это позволяли сделать собранные данные. Вертикальные коэффициенты (K_v) менялись от 0,1 см²/с на участках с большими значениями устойчивости до 10 см²/с там, где преобладает малостабильный режим. Горизонтальные коэффициенты (K_h) обычно порядка 10⁶ см²/с, но они имеют тенденцию увеличиваться в направлении на восток, поперек района между о. Св. Лаврентия и Беринговым проливом, т. е. латеральная диффузия максимальна вблизи аляскинского побережья.

«Боксовая» модель теплосодержания района от о. Св. Лаврентия до участка к северу от пролива показала, что в июле средний поток тепла через поверхность моря больше, чем тот, какой можно объяснить за счет локального добавления через морскую поверхность (при этом латеральные потоки не принимаются во внимание). Это противоречие указывает на то, что зал. Нортон может служить источником летнего тепла для северного шельфа. В трех субрайонах обнаружена локальная потеря тепла; два из них можно ассоциировать с аляскинской прибрежной водной массой: один расположен вдоль берега от Номы до Порт-Кларенса, второй — вдоль отмели м. Принца Уэльского. Третий район находится в прол. Чирикова. Этот дефицит тепла можно отнести за счет латеральной отдачи тепла соседним водам.

Океанографические программы, разрабатываемые для изучения этого района в будущем, должны включать некоторые из ниже перечисленных проблем. Мы отнюдь не намеревались включать в этот список все важные, но малопонятные региональные явления, а лишь хотели обратить внимание на вопросы, решение которых, по нашему мнению, внесет существенный вклад в океанографию и найдет широкое применение.

1) Важная океанографическая проблема — это природа основных изменений в поле потока. Такие изменения прослеживаются при анализе значений расхода и в записях придонных течений, полученных недавно в желобе Барроу. Желательно было бы получить записи измерений течений за длительный

срок (более года) и сами измерения производить в определенных стратегических точках. Мы предлагаем:

А) установить несколько заякоренных буйковых станций в Беринговом проливе. Это задача непростая, следует защитить станции от воздействия морских льдов. Полученные данные могут послужить, при соответствующей калибровке, индексом расхода, поскольку сдвиговые усилия поперек пролива меняются весьма незначительно;

Б) организовать длительный мониторинг течений в желобах Барроу и Геральд и в прол. Лонга с помощью заякоренных буйковых станций, на которых должен быть и датчик температуры.

2) Поскольку описательные океанографические данные становятся все более детальными во времени и пространстве, то вихри и вихреобразные образования считаются теперь обычными компонентами полей течения. Недавно в Северном Ледовитом океане были выделены небольшие бароклинные вихри в слое скачка плотности, которые встречаются довольно часто (Newton et. al., 1974). Эти вихри не образуются локально, они переносятся из какого-то другого района; наиболее вероятный район их зарождения — Чукотское море. Мы уже указывали на возможное существование многочисленных вихрей в этом районе. Поскольку их траектории сжимаются под действием локальной батиметрии, то именно в районе Берингова пролива можно с минимальными затратами осуществить эксперименты по изучению динамики вихрей.

3) Режим региональной приливной волны фактически не изучен. Мы, правда, уже изучили некоторые наиболее заметные особенности; например, происхождение бароклинного расчленения в вертикальном направлении, если система не сильно стратифицирована и, по всей видимости, большую часть времени ведет себя баротропно, можно объяснить только общим режимом шельфовых приливов. Можно построить численную приливную модель района, в котором приливы Северного Ледовитого океана на севере и приливы Берингова моря на юге могут служить граничными условиями, но при этом, безусловно, потребуются и другие разумно выбранные измерения.

4) Район к югу от о. Св. Лаврентия и к северу от о. Св. Матвея наименее изучен. Именно здесь образуется водная масса берингоморского шельфа; эти воды образуют «холодный центр» (Barnes and Thompson, 1938), который так важен для шельфа Берингова моря к югу. Скорости потребления кислорода в придонном слое оказываются чрезвычайно высокими, и в этот район зимой стекается огромное моржовое стадо. Мы до сих пор не знаем, каковы условия общей циркуляции в этом районе, поэтому именно здесь рекомендуется организовать круглогодичные наблюдения для выделения годового цикла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Маршунова М. С. Основные закономерности радиационного баланса подстилающей поверхности и атмосферы в Арктике. — Труды ААНИИ, 1961, с. 229, с. 53.
- Мейлах И. Г. К вопросу о проникновении вод Северного Ледовитого океана в Берингово море. — Проблемы Арктики, 1958, № 3, с. 35—40.
- Ратманов Г. Е. К гидрологии Берингова и Чукотского морей. Исследования морей СССР, 1937а, вып. 25, с. 10—118.
- Ратманов Г. Е. К вопросу о водообмене через Берингов пролив. Исследования морей СССР, 1937б, вып. 25, с. 119—135.
- Штокман В. Б. Влияние ветра на течения в Беринговом проливе, причины их больших скоростей и преобладающего северного направления. — Труды ИОАН, 1957, вып. 25, с. 171—197.
- Aagaard K. Features of the physical oceanography of the Chukchi Sea in the autumn. Univ. Wash. Depart. Oceanography. M. S. thesis, 1964.—41 p.
- Aagaard K. and Coachman L. K. Recent studies on Arctic currents.— Proceedings of the Polar Oceans Conference, Montreal, (в печати).
- Antonov V. S. The nature of water and ice movement in the Arctic Ocean.— Trudy AANII, 1968, vol. 285, p. 154—82 (перевод).
- Arseniyev V. S. The currents and water masses of the Bering Sea.— Moscow: Nauka, 1967 (перевод).
- Barnes C. A. and Collias E. E. Some considerations of oxygen utilization rates in Puget Sound.— J. Mar. Res., 1958, 17: 68—80.
- Barnes C. A. and Thompson T. G. Physical and chemical investigations in the Bering Sea and portions of the north Pacific Ocean.— Univ. Wash. Publ. Oceanog., 1938, vol. 3, N 2, p. 35—79.
- Bloom G. L. Water transport and temperature measurements in the eastern Bering Strait 1953—1958.— J. Geophys. Res., 1964, 69: 3335—54.
- Bloom G. L. Current, temperature, tide and ice growth measurements in the eastern Bering Strait—Cape Prince of Wales 1953—1955.— U. S. N. Electron. Lab., 1956, Res. Rept. 739.—24 p.
- Coachman L. K. and Barnes C. A. The contribution of Bering Sea water to the Arctic Ocean.— Arctic, 1961, 14, (3): 147—161.
- Coachman L. K. and Barnes C. A. Surface water in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean.— Arctic, 1962, 15(4): 251—77.
- Coachman L. K. and Aagaard K. On the water exchange through Bering Strait.— Limnol. and Oceanog., 1966, 11(1), 44—59.
- Coachman L. K. and Rankin D. A. Currents in Long Strait, Arctic Ocean.— Arctic, 1968, (1): 27—38.
- Coachman L. K. and Tripp R. B. Currents north of Bering Strait in winter.— Limnol. and Oceanog., 1970, 15(4): 625—32.

- Countryman K. L. and Bourkland M. T. Oceanographic cruise summary, Bering Sea, June 1968.—U.S.N. Oceanog. Off. Informal Rpt. IR 68—30, 1968.
- Creager J. S. and McManus D. A. Notes on bottom sediments of the Chukchi Sea.—USCG Oceanog. Rpt, 1964, N 1, p. 23—24.
- Creager J. S. and McManus D. A. Geology of the southeastern Chukchi Sea. Chap. 26, p. 755—86.—In: Environment of the Cape Thompson Region, Alaska. U. S. Atomic Energy Commission, Div. of Technical Information, 1966.
- Fedorova Z. P. and Yankina Z. S. The passage of Pacific Ocean water through the Bering Strait into the Chukchi Sea.—Deep-Sea Res., 1964, 11: 427—34 (перевод).
- Fjeldstad J. E. Results of tidal observations. Norw. N. Polar Exped. Maud, 1918—25.—Sci. Res., 1936, vol. 4, N 4.—88 p.
- Fleming R. H. and Heggarty D. Oceanography of the southeastern Chukchi Sea. Chap. 25, p. 697—754.—In: Environment of the Cape Thompson Region, Alaska. U. S. Atomic Energy Comm., Div. of Technical Information, 1966.
- Fletcher J. O. The heat budget of the Arctic Basin and its relation to climate. RAND Corp., 1965, R-444-PR.—179 p.
- Goodman J. R. et al. Physical and chemical investigations: Bering Sea, Bering Strait, Chukchi Sea during the summer of 1937 and 1938.—Univ. Wash. Publ. Oceanog., 1942, vol. 3, N 2, 105—169.
- Gorbunov Y. A. On the water exchange between East Siberian and Chukchi seas through the strait of Long.—Probl. Arktiki, 1957, N 1, p. 35—40 (перевод).
- Hufford G. L. and Husby D. M. Oceanographic survey of the Gulf of Anadyr, August 1970.—USCG Oceanogr. Rpt., 1972, 52—56 p.
- Husby D. M. and Hufford G. L. Oceanographic investigation of the northern Bering Sea and Bering Strait, 8—21 June 1969.—June 1969.—USCG Oceanog. Rpt, 1971, N 42.—54 p.
- Ingham M. C. et al. Websec-70. An ecological survey in the eastern Chukchi Sea. September—October 1970.—USCG Oceanog. Rpt. 1972, N 50.—206 p.
- Ketchum B. H. and Keen D. J. The accumulation of river water over the continental shelf between Cape Cod and Chesapeake Bay.—In: Marine Biology and Oceanography, Suppl. to vol. 3 of Deep-Sea Res., 1955, p. 346—57.
- Knebel H. J. Holocene sedimentary framework of the east-central Bering Sea continental shelf.—Univ. Wash. Dept. Oceanog. Ph. D. Thesis. 1972, 132 p. and appendices.
- Leonov A. K. Regional Oceanography. Part 1.—Leningrad: Gidrometeoizdat, 1960. 765 p. (перевод).
- Lesser R. M. and Pickard G. L. Oceanographic cruise to the Bering and Chukchi seas, summer 1949. Part II—Currents.—U.S.N. Electron. Lab. Report 1950, 211.—15 p.
- Lewis E. L. and Lake R. A. Sea ice and supercooled water.—J. Geophys. Res., 1971, 76 (24): 5836—41.
- Lisitsyn A. P. Recent sedimentation in the Bering Sea.—Moscow: Nauka, 1966 (перевод).
- Maksimov I. V. Determining the relative volume of the annual flow of Pacific water into the Arctic Ocean through Bering Strait.—Probl. Arktiki, 1945, N 2, p. 51—58 (перевод).
- Mountain D. G., Coachman L. K. and Aagaard K. On the flow through Barrow Canyon.—J. Phys. Oceanog. (в печати).
- Neumann G. and Pierson W. J. Principles of physical oceanography.—Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, 1966.
- Newton J. L., Aagaard K., Coachman L. K. Baroclinic eddies in the Arctic Ocean.—Deep-Sea Res., 1974, 21(9): 707—19.
- Office of Climatology and Oceanographic Analysis Division 1961. Climatological and oceanographic atlas for mariners, vol. 2. N. Pacific Ocean.—165 p.
- Okubo A. and Ozmidov R. V. Empirical dependence of the coefficient of horizontal turbulent diffusion in the ocean on the scale of the phenomenon in question.—AN/SSSR Fizika atmosf. i Okeana, 1970, vol. 6, p. 534—36 (перевод).
- Ohtani K. On the oceanographic structure and ice formation on the continental shelf in the eastern Bering Sea.—Bull. Fac. Fish. Hokkaido Univ., 1969, 20(2): 94—117. (по-японски).
- Proudman J. Dynamic Oceanography.—London: Methuen, 1953.
- Saur J. F. T., Tully J. P., LaFonda E. C. Oceanographic cruise to the Bering and Chukchi Seas, summer 1949. Part IV: Physical oceanographic studies: vol. 1. Descriptive report U.S.N. Electr. Lab. Report, 1954, 416, vol. 1.—31 p.
- Sverdrup H. U. Dynamic of tides on the North Siberian Shelf.—Geophys. Publ., 1927, vol. 4, N 5.—75 p.
- Sverdrup H. U. The waters on the North Siberian Shelf. The Norweg. North Polar Exped. with the Maud 1918—1925.—Sci. Res., 1926, vol. 4, N 2.—131 p.
- Sverdrup H. U., Johnson M. W. and Fleming R. H. The Oceans. New York: Prentice-Hall, 1942.
- Tully J. P. and Barber F. G. An estuarine analogy in the sub-arctic Pacific Ocean.—J. Fish. Res. Bd. Canada, 1960, 17(1): 92—112.
- U. S. Navy Hydrographic Office. Oceanographic atlas of the polar seas. Part II. Arctic.—H. O. Publ., 1958, N 705.
- U. S. Navy Hydrographic Office. Oceanographic observations, U.S.S. Burton Island, 1950—53. H. O. Publ. 1954, 618-c.—309 p.

УКАЗАТЕЛЬ

А

Аляскинская прибрежная водная масса:
 характеристики и трансформация в Чукотском море 148, 154—160, 164, 165, 185, 186
 соленость глубинных вод 48
 влияние пресных вод 48—55, 70
 средние солености 26, 181
 термический режим 57, 65, 68
 зависимость между соленостью и температурой 53
 потепление 56—57, 79, 178, 187
 зимние условия 50, 182, 183
 см. также *Водные массы*
 Амфидромические точки 105, 184
 Анадырская водная масса:
 циркуляция 35, 38, 45, 46, 47
 связь с Беринговым морем 32, 35, 36, 37, 38, 84, 87
 влияние пресных вод 70, 71, 182, 183
 средние солености 26, 69, 70, 71
 минимальная температура 29
 трансформация в Чукотском море 133, 134, 185
 трансформация в Анадырском заливе 35, 36, 38, 39
 см. также *Водные массы*
 Аномальные явления:
 возможные случаи 80—87, 123, 182, 183
 расходы 116, 117, 118, 122—126
 распределение водных масс 81—87, 134—136, 155, 183
 Анадырский залив:
 циркуляция 38, 45—46, 87
 измерения течений 38, 85, 86
 расслоение и перемешивание 41—44, 181, 182
 рельеф 12
 водные массы 32—48, 181, 182

приливы 104—106, 184
 распределение водных масс во время аномальных явлений 85—87
 Атмосферные возмущения 110, 122—123
 Атмосферное давление:
 влияние на уровень моря 121, 122, 174
 корреляция с расходами 117—126, 165—167, 185

Б

Бароклинные эффекты 95, 99, 112, 113, 172, 186, 188
 Барроу, мыс 88, 166, 186
 Барроу, каньон:
 арктическая водная масса 131, 145, 146
 течения 122, 123, 140—142
 Беринг Витус, капитан 10, 11
 Берингов пролив:
 аномальные явления 81—87, 117
 течения 91—94, 123
 динамика потока 168—174, 186, 187
 горизонтальный сдвиг 91, 92, 93, 161, 184
 долгопериодные тенденции 68—73, 183
 средние гидрологические условия 61—63
 проникновение водной массы Чукотского моря 135, 136, 183
 переносы 116—126
 режим приливной волны 104—107
 — годовой цикл:
 температуры 61, 65—68
 солености 61—65
 Берингоморская водная масса:
 характеристики 146
 образование 132, 133, 147, 185

поступление в Анадырский залив 36—37, 182
 трансформация в Чукотском море 147—153, 165
 см. также *Водные массы*
 Берингово море 26, 35, 38, 104—106, 188
 Берингоморская шельфовая водная масса:
 образование южнее о. Св. Лаврентия 39—48, 181, 182, 188
 влияние пресных вод 69, 70, 71
 расслоение и перемешивание 41—46, 81, 82, 183
 средние солености 26, 69—71, 181, 182
 трансформация в Чукотском море 133
 см. также *Водные массы*
 Берингоморское склоновое течение 38
 «Браун-Бер» 14, 48, 53, 54, 88, 89, 128, 137, 155, 156

В

Ветры:
 связь с расходами 116—118, 120, 121, 185, 187
 влияние на течения 110, 111, 129, 166, 167, 185
 влияние на дрейф льда 87
 тангенциальное напряжение 115
 Вихри:
 бароклинные 98, 107, 108, 185, 188
 у м. Принца Уэльского 134, 184
 у м. Хоп—Лисберн 142, 156, 159, 184
 расчет размеров 76, 77, 107
 проходящие в Берингово море 76, 107, 184
 севернее о. Св. Лаврентия 74—76, 93
 Водные массы:
 границы 31, 80
 средние солености 26, 69, 130—134, 139
 перемешивание 35, 39, 86, 147, 153, 182, 186
 положение и направление строжней 31, 149
 отношения в Беринговом проливе 80—82
 изменения, связанные с расходом 78—81
 — трансформация:
 в Чукотском море 146—160
 в Анадырском заливе 32—48, 86, 87
 — севернее Берингова пролива:

аляскинская прибрежная 128, 129, 130, 132, 134, 138, 142, 154—161, 164, 165, 185, 186
 берингоморская 132—135, 139, 142, 145—154, 164—167, 185, 186
 восточносибирская прибрежная 145, 148, 151, 164, 186
 постоянные придонные воды Чукотского моря 134, 143—146, 148—150, 156, 164, 186
 сибирская прибрежная 84, 128—130, 134—136, 139, 144, 147, 148, 151, 186
 — южнее Берингова пролива:
 аляскинские прибрежные 25, 48—58, 178—179, 181—183
 анадырские 25, 32—38, 181, 182
 берингоморские шельфовые 25, 39—48, 181, 183, 188
 Восточно-Сибирское море:
 как источник вод для Чукотского моря 129, 139
 зимние условия 144

Г

Геострофический баланс 172
 Градиенты 50, 74, 128

Д

Давление:
 долготные градиенты 122, 170—172, 185, 186
 см. также *Атмосферное давление*
 Динамические расчеты 168—174
 Дно:
 трение 113, 114, 169—172
 влияние на течения 39, 153
 см. также *Рельеф*
 Дрейф бутылок, анализ результатов 57

З

Зависимость T, S :
 основные региональные характеристики 20—27
 сохранение свойств в Беринговом проливе 29, 30
 классификация водных масс 25, 28
 см. также *Водные массы*
 Заливы:
 влияние на теплосодержание 177—179, 187
 зал. Нортон 57, 58, 187

Замерзание:

влияние на гидрологию шельфа 40, 50, 57, 159, 182, 183
зависимость температуры замерзания от солености 50, 59, 60
см. также *Переохлаждение*

И

Изменения в проливах см. *Течения приливные*

Изопикничность:

глубина поверхностей 113, 114
наклоны 45, 98

Инерциальные:

ускорения 169—172
периоды (частоты) 94, 100, 102, 104
Исследования (изученность) 13—18

К

Каналы:

к востоку от о. Св. Лаврентия 12
подводная долина Хоп 12
в зал. Нортон 12, 58
в прол. Чирикова 12

Каньоны, подводные:

Барроу 123, 127, 131, 140, 141, 143, 145, 146, 172, 186, 188
Херальд 127, 138, 140, 143, 146, 148—151, 153, 160, 186, 188
Хоп 12, 186
влияние на поле потока 143
в зал. Нортон 57
как подводные эстуарии 57, 145
Св. Анны 58

Карское море:

подводный каньон 58

Кислород:

недостаток в донных водах 130
скорости потребления 47, 130, 144, 186, 188
— насыщение в процентах:
в Чукотском море 130, 142—145
в Анадырском заливе 47

Колочинский зал. 145

Конвекция 40, 46—51, 60

Коэффициенты:

турбулентности:
вычисления 45, 158, 174—177
бокового обмена 45, 177, 178, 187
вертикального обмена 55, 114, 159, 160, 186, 187
корреляция со стабильностью 56, 176, 177, 187

Коцебу, залив 12, 13, 18, 80, 119, 127, 129, 142, 153, 161, 184, 186

влияние на аляскинские прибрежные воды 134, 137, 138, 154, 164, 185
Креста, бухта 38, 86, 94

Л

Лед:

центры разрушения 57, 182
образование 46, 57, 183
влияние океанографических условий 57, 156
см. также *Замерзание*
Лонга, пролив:
течения 109, 110, 166, 188
водные массы 148, 151, 186

М

Мелководья:

у м. Принца Уэльского 13, 127, 129, 161, 178, 187
Геральд 127, 129, 138, 139, 153
у м. Хоп 13, 128

Меандры — см. *Вихри*

«Мод» 128, 146, 160, 180

Мысы:

Биллингс 106
Чукотский 87
Дежнева 13, 84, 90, 129, 135
Франклина 127, 146, 160
Айси-Кейп 132, 138, 140, 155, 156, 158
влияние на течения 91—93, 161, 184
влияние на ветер 13
Кригуган 111, 114
Лисберн 88, 91, 111, 115, 119, 132, 138, 142, 148—150, 155, 157—159, 163, 171, 184
Наварин 32, 36—38, 94
Принца Уэльского 13, 20, 83, 91, 129, 184
Родней 115
Пеек 20
Романов 115
Шмидт 106, 115, 119, 120, 125
Сердце-Камень 129, 151, 186
Уэллен 119
Северо-Восточный 111—113, 119, 171

Н

Направление потока:

изменение — см. *Аномальные явления*

Ном:

приливы 106
— атмосферное давление 119—122

связь с переносом вод 120, 121, 125
индекс региональных ветров 123
«Нортленд» 14, 57, 71

Нортон, залив:

циркуляция 58
влияние на аляскинскую прибрежную водную массу 53, 57, 58, 177, 187
приливы 105, 184
морфометрия 12
«Нортуинд» 13—16, 28, 32, 34, 36, 38, 40, 41, 47, 61, 65, 77, 84, 85, 94, 123, 128, 129, 131, 133, 134, 137, 146, 147, 150, 168, 169, 171

О

Океанографическая съемка:

критерии планирования 13, 14
краткая сводка о регионе 14—16

Острова:

Большой Дномидов (Ратманова) 13, 20
Фэррей (скала Фэррей) 13, 20, 92
Геральд 88, 127, 146, 153, 160, 165, 186
влияние на поле потока 12, 13
Кинг 13, 115
Малый Дномидов 13, 20
Прибылова 57
Ратманова — см. Б. Дномидов
Св. Лаврентия 12, 28—32, 39, 46—50, 55, 85, 87, 93, 105, 111, 113, 115, 118, 171, 182, 184, 187, 188
Св. Матвея 46, 48, 182, 188
Следж 13, 104
Врангеля 139, 140, 145, 151, 152, 166
«Ошору-Мару» 14, 16, 27, 32, 33, 39, 88, 131, 132, 137, 146, 148, 151, 152, 154, 156, 159, 161, 162
Охлаждение, осеннее — см. *Тепло*;
Температура

П

Перемешивание:

в связи с наклоном изопикн 39, 45, 153
вертикальное 45, 50, 152—154, 175—177
боковое 27, 31, 32, 35, 39, 41, 45, 79, 150, 154, 165, 175, 176, 178, 181—183, 187
Перенос Экмана 117
Переохлаждение 60
Порт-Кларенс 13, 178, 187

Пресные воды:

аккумуляция 64—66, 118, 183
связь с аляскинской прибрежной водной массой 48
связь с соленостью 69—71, 129
связь с расходом 78, 79
эквивалентная площадь 64—66, 82
смыв 64, 68, 183
связь с устойчивостью 51—53
сезонный ход 51, 58—68
см. также *Речной сток*

Приливы

амфидромические точки 105, 184
котидальные линии 106
суточные 106
амплитуды 93, 104, 105
опорные станции 104—106
местные вариации 104—106
волновой режим 103, 105—106, 111—114, 184, 188

Провидения, бухта, 119

Проводимость — см. *Коэффициенты турбулентного обмена*

Проливы:

Чирикова 12, 28, 32, 45, 56, 84—87, 91, 111—113, 123, 126, 178, 184, 187
измерения течений 85, 111—114, 123, 124, 126
распределение водных масс 46
горизонтальный сдвиг 91, 161
Лонга 109, 128, 130, 132, 139, 145, 148, 151
Шпанберга (Св. Лаврентия — Аляска) 28, 91, 184
см. также *Берингов пролив*

Р

Радияция 55, 58, 59

Расходы:

годовой ход 123—126, 174
в Чукотское море 161—166, 186
связь с атмосферным давлением 119—126, 185
связь с наклоном поверхности 172—174, 186, 187
связь с ветром 116—118, 121—123, 185
прогнозы 121, 185
пресной воды 65, 66
изменение направления — см. *Аномальные явления*

Реки:

Анадырь 13, 52
Индирик 129
Кобук 13, 48
Колыма 129
Кукоквим 53

Ноатак 13, 48 — см. также *Пресные воды*
Юкон 13, 48—53, 57, 63, 65, 69, 70, 118
индекс речного стока 53, 66, 118, 183

Рельеф дна:
влияние на течения 46, 127—129, 142, 143, 153, 181, 186; см. также *Мелководья, Каньоны подводные*
— региональный:
шельф Берингова моря 12, 13
Чукотское море 12, 127—128

Речной сток:
влияние на соленость 63, 64, 68—71, 183
влияние на уклоны поверхности моря 117, 118
сезонный ход 51, 58, 183
межгодовые колебания 55, 70, 71, 183
см. также *Пресные воды*
Росси, число 172
Руби, Аляска 51, 53, 65, 66, 69, 70, 118

С

Северный Ледовитый океан:
режим приливной волны 106, 188
поступление водных масс в Чукотское море 134, 140—146, 186
берингоморская водная масса 127, 139, 154, 157, 159, 160

Сейши 110
Сибирская прибрежная водная масса — см. *Водные массы*
«Сидервуд» 14, 16
Слоистость 41, 42, 148, 149, 154
развитие двухслойной структуры 61—63

Соленость:
определение водных масс 26
распределение в Беринговом проливе 21, 61—63, 81—84
распределение на шельфе Берингова моря 32, 33, 48, 49
распределение в Чукотском море 129, 136—141
градиенты 50, 63, 74, 128, 139, 145, 157, 182
долгопериодные изменения 68—71
сезонный ход 61—65
короткопериодные изменения 74—80
изменения в зависимости от речного стока 68—71, 182, 183
вертикальные потоки 56, 156
см. также *Водные массы*

Спенсер, мыс 106

«Стейт-Айленд» 13, 14, 16, 18, 28, 48, 50, 52—54, 57, 59—61, 65, 85, 88, 90, 111, 123, 168, 169, 171

Т

Температура:
в ядре водной массы 29, 150, 152, 154, 155, 157, 176, 186
связь с речным стоком 55, 65, 72, 73, 183
связь с соленостью — см. *Водные массы*
связь с устойчивостью 53—56
распределение в Беринговом проливе 20, 61—63, 67, 68, 81—84
распределение на шельфе Берингова моря 29, 33, 35, 53
распределение в Чукотском море 128, 136—142, 150, 151
точка замерзания 50, 59, 60
средние значения в Беринговом проливе 61—63, 68, 72, 73
промежуточный максимум в Арктическом бассейне 159—160
сезонный ход 56, 57—61, 65—68, 79
краткопериодные колебания 74—80
изменения от года к году 72, 73

Тепло:
баланс 177—179
содержание 67, 183, 187
связь теплосодержания с речным стоком 57, 68, 73, 183
сезонный ход 60, 68, 183
вертикальные потоки 55, 148, 156—160, 175—177, 183
обмен с поверхностью 129, 177, 178, 183, 187
связь с боковой турбулентной проводимостью 179, 187

Течения:
Барроу каньон 122, 123, 140—142
Берингов пролив 81, 91—93, 124, 125, 161, 184
раздвоение у м. Хоп 129, 155, 186
Чукотское море, схематически 163, 164
когерентность 97, 98, 100, 103, 107, 185
конвергенция вблизи выступов 91, 92, 184
суточные колебания 108, 109, 184
Анадырский залив 38, 85
замкнутая циркуляция 92, 159
горизонтальный сдвиг 91, 115, 161
влияние рельефа дна 45, 46, 128, 143, 153
колебания более длительных периодов 99, 109—111, 185

региональные съемки 88—91
полусуточные колебания 94, 99—107, 184
спектральные характеристики 97—100, 107—110
колебания в проливах 93, 94, 112, 113
вертикальные градиенты 95, 112, 114, 184
см. также *Течения приливные*
Течения приливные:
суточные 89, 106, 107, 184
эллипсы 100—104, 109
полусуточные 89, 99—104, 106, 107, 111—114, 184
уменьшение с глубиной 111
влияние устойчивости 113
мелководные составляющие 107, 108
см. также *Приливы*
«Томпсон» 14—16, 36, 37, 77, 168, 169, 171
Томпсон Т. Дж. 71, 180, 181
Трение:
в динамических расчетах 170—172, 187
влияние на приливные течения 114
Фронты — см. *Чукотское море; Водные массы*

У

Уровень моря:
связь с атмосферным давлением 122
связь с расходами 122, 173, 187
влияние региональных ветров 117—122, 173, 174
влияние речного стока 118
наклон поверхности 117, 169, 170, 172—174, 186, 187
Уровень стерический 173, 174
Ускорение:
в каньоне Барроу 141, 142, 186

в Беринговом проливе 91, 169—170
в других проливах 91, 92, 184
вблизи мысов 91, 129, 161, 184, 186
см. также *Динамические расчеты*
Устойчивость:
связь с температурой 55, 56, 182
влияние на перемешивание 55
связь с пресными водами 51
Уэльс:
приливы 106
ветер 13, 110, 111

Х

Холодный центр, холодное пятно 39, 40, 41, 44, 46, 47, 87, 182, 188
Хоп, мыс 91, 115, 127—129, 133, 136, 137, 142, 146, 147, 153—155, 184, 186

Ч

«Чилан» 14, 74—76
Чукотское море:
циркуляция 142—144, 161—164, 185, 186
обмен вод через прол. Лонга 145, 151, 166, 167, 186
фронты 139, 145, 148, 150
замкнутая циркуляция 130, 142, 144, 145, 153, 159, 186
проникновение арктических вод 140—142, 186
приливы 106, 107
расходы 162—164, 186
водные массы 128—160, 183

Ш

Шишмарев 80, 115, 132—134, 169, 184

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие к русскому изданию	3
1. ВВЕДЕНИЕ	11
Географическое описание региона	12
Изученность Берингова пролива	13
2. ВОДНЫЕ МАССЫ	20
Основные водные массы	25
Происхождение водных масс	28
Многолетние временные изменения	58
Короткопериодные колебания	74
Аномальные явления	80
3. ТЕЧЕНИЯ	88
Общее поле потока	88
Колебания в поле течений	93
Перенос вод течениями	114
4. ЧУКОТСКОЕ МОРЕ	127
Введение	—
Водные массы	132
Течения	161
5. КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ	168
Динамические расчеты	—
Коэффициенты турбулентности	174
Тепловой баланс	177
6. ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ	180
Водные массы	181
Течения	184
Чукотское море	185
Численные оценки	186
Список литературы	189
Указатель	192

Л. К. Коучмен
К. Огорд
Р. Б. Трипп

БЕРИНГОВ ПРОЛИВ

региональная физическая океанография

Редактор З. И. Мироненко. Художник В. В. Бабанов. Художественный редактор
Б. А. Денисовский. Технич. редактор М. И. Брайнина. Корректор И. А. Крайнева
ИБ № 1063

Сдано в набор 19.01.79. Подписано в печать 4.05.79. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 1.
Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 12,5+1 вкл. Уч.-изд. л. 12,72. Тираж 900 экз.
Индекс ГЛ-63. Заказ № 39. Цена 2 р. 20 к.
Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга» Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.