

Том XLIX	Известия Тихоокеанского научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО)	1964
Том LI	Труды Всесоюзного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ТИНРО)	

551.468.3(266.3)

ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАЛИВА АЛЯСКА

А. Ф. Плахотник

ВНИРО

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени достаточно четко определились два района открытых вод зал. Аляска, наиболее перспективных с точки зрения советского рыбного промысла:

верхняя часть материкового склона и некоторые участки шельфа западной части залива, район промысловых скоплений донных рыб, главным образом морского окуня;

акватория открытых вод восточной части залива к западу от о-вов Королевы Шарлотты и о-ва Ванкувер, район промысловых скоплений пелагических рыб, главным образом сельди.

Статья посвящена в основном первому из указанных районов. В ней поставлено и разрешено несколько вопросов из числа тех, которые обычно входят в гидрологическую характеристику какой-либо акватории.

Материалом для настоящей работы послужили результаты отечественных гидрологических исследований залива, выполненных с участием автора в различные сезоны в период с 1960 по 1962 г. включительно*.

Кроме того, нами использованы материалы отдельных гидрологических наблюдений, сделанных во время проведения ихтиологических исследований в заливе.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ ЗАЛИВА АЛЯСКА

Зал. Аляска — большой, открытый и очень глубокий залив северо-восточной части Тихого океана, омывающий берега п-ова Аляска.

Воды зал. Аляска свободно сообщаются с водами прилегающей части Тихого океана, поэтому южная граница залива проводится условно по линии, соединяющей юго-западную и юго-восточную оконечности залива. Юго-западной оконечностью зал. Аляска обычно принято считать район о-в Унимак — о-ва Шумагина, а его юго-восточный — район о-вов Королевы Шарлотты. В границах, принятых в Морском атласе [7], площадь зал. Аляска равна 1 327 000 км², а объем вод — 3 226 000 км³.

* Обзор зарубежных работ по гидрологии зал. Аляска сделан нами в ранее опубликованной работе [10].

Побережье зал. Аляска гористо, хребты североамериканских Кордильер подходят здесь к самому берегу и круто обрываются в океан. На склонах гор, обращенных к заливу, к северу от 58° с.ш. имеется множество больших и малых ледников, часть из которых сползает до уреза воды.

Вдоль берегов Аляски и Британской Колумбии рассеянно большое число островов, небольших островков и отдельных возвышающихся над уровнем моря скал — их здесь несколько тысяч. В западной части зал. Аляска находится самый крупный из его островов — Кадьяк (площадь 9,2 тыс. км²).

На схематической карте рельефа дна зал. Аляска (рис. 1) видно, что его материковый склон, как правило, очень крут, особенно в западной части залива, где часто на расстоянии 10—20 миль от изобаты 1000 м глубина достигает 3000 м и более. Другой характерной чертой материкового склона зал. Аляска является сложность его строения, сильная изрезанность подводными каньонами.

Средняя глубина зал. Аляска равна 2431 м, максимальная — 5659 м.

Внешняя граница шельфа зал. Аляска, согласно исследованиям Д. Е. Гершановича (ВНИРО), обычно находится на глубине около 150 м с опусканием в восточной части залива до 170—180 м и даже до 200 м и более. Шельф очень узок. Вдоль берегов располагаются лишь отдельные сравнительно широкие мелководья, причем все в западной части залива. Это банка Портлок к востоку от о-ва Кадьяк, отмель Альбатрос к югу от этого же острова, отмель Санак к востоку от пролива Унимак и некоторые другие меньших размеров. Самое большое расстояние, на которое отстоит от берега изобата 1000 м, составляет 130 миль (на траверзе банки Портлок).

В зал. Аляска выносятся свои воды множество мелких рек, которые полноводны круглый год (благодаря смешанному питанию — снеговому, ледниковому и дождевому), особенно летом во время таяния снега и ледников на побережье северной части залива и интенсивных дождей в его южной части. Зал. Аляска и прилегающие к нему с юга воды океана — самые влажные места в пространстве 40—60° с.ш., кольцом опоясывающим земной шар. Годовая сумма осадков зачастую составляет здесь 1500—3000 мм, а на обращенных к океану склонах горных хребтов даже 4000—5000 мм и более. В среднем в зал. Аляска осадки выпадают в течение 16 дней в месяц, а осенью в восточной части залива в течение месяца наблюдаются 26 дней с осадками.

Влага, в избытке поступающая в зал. Аляска в виде осадков и берегового стока, испаряется не очень интенсивно. Годовое количество испаряющейся воды в северо-западной части залива составляет менее 500 мм и лишь в юго-восточной его части несколько превышает 500 мм (доходит до 750 мм). На рис. 2 по Джекобсу [20] нанесены изолинии величин превышения осадков над испарением, выраженных в сантиметрах в год. Мы видим, что только южнее 40° с.ш. в Тихом океане испарение превышает осадки южнее изолинии 0. Севернее 40° с.ш. и особенно в зал. Аляска количество влаги, выпадающей в виде осадков, все более и более превышает количество испаряющейся влаги, причем это превышение становится особенно значительным (более 90 см в год) в районе, прилегающем к архипелагу Александра и о-вам Королевы Шарлотты.

Характерной чертой распределения атмосферного давления над акваторией зал. Аляска является его общее повышение в направлении с севера на юг, что связано с существованием в районе, прилегающем к Алеутским о-вам, глубокой Алеутской депрессии, а в субтропиках северо-восточной части Тихого океана — обширного антициклона — северотихоокеанского максимума.

В наличии этих основных форм барического рельефа, а также в изме-

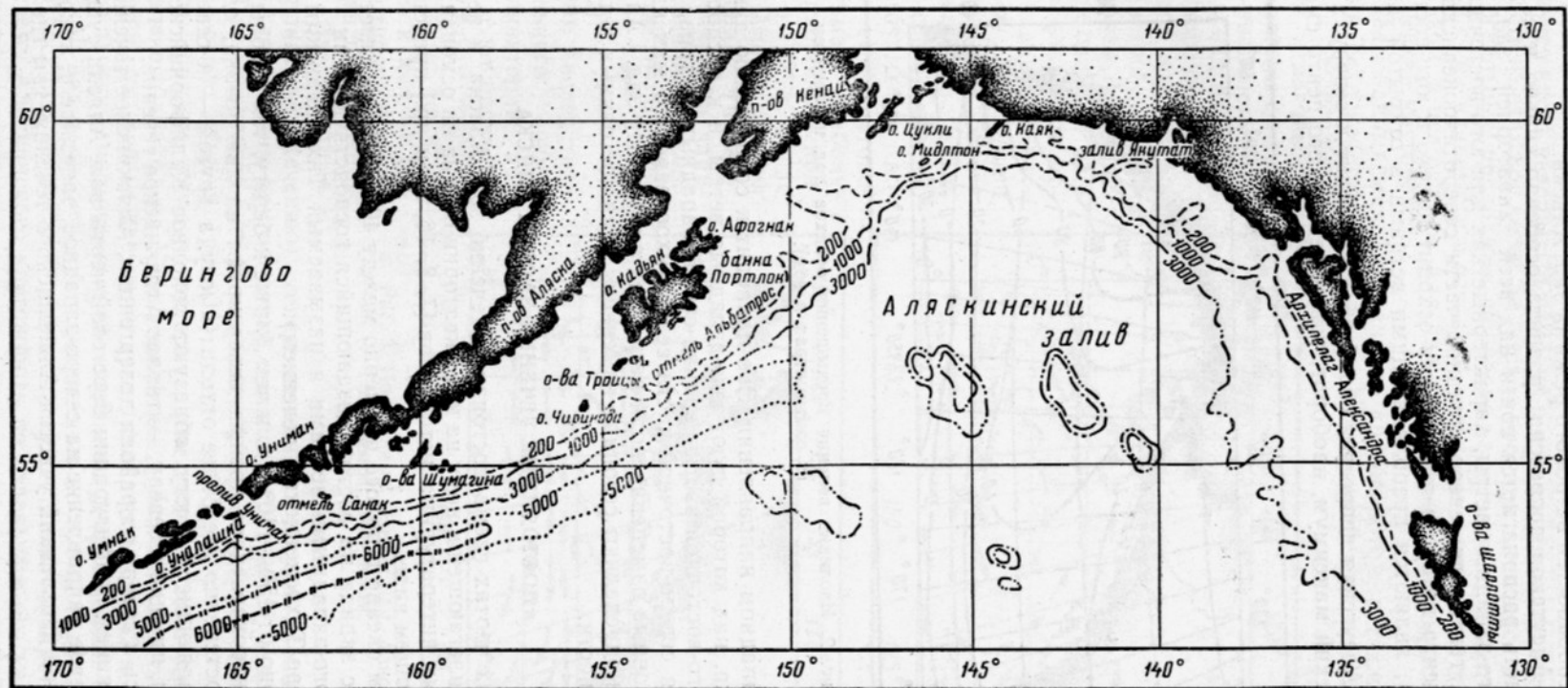


Рис. 1. Схема рельефа дна зал. Аляска.

нении их интенсивности и взаимного расположения заложена главная причина особенностей ветрового режима зал. Аляска.

Зимой Алеутская депрессия развита особенно сильно и ее юго-восточная часть располагается почти над всей акваторией зал. Аляска. В итоге юго-западные ветры, характерные как для юго-восточной части депрессии, так и для северо-западной части северо-тихоокеанского максимума (центр которого в это время отходит далеко к юго-востоку от депрессии), являются преобладающими ветрами в открытой части залива.

Летом Алеутская депрессия ослабевает и отходит к северу, а северо-тихоокеанский максимум, наоборот, усиливается и его центр смещается

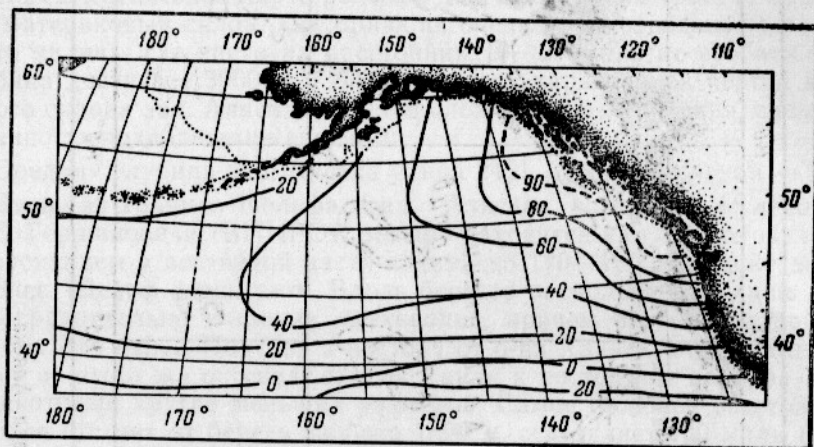


Рис. 2. Изолинии величин превышения осадков над испарением (в сантиметрах в год).

в северо-западном направлении. Это приводит к сокращению акватории зал. Аляска, над которой дуют юго-западные ветры, и к распространению над юго-восточной частью залива северо-западных ветров, характерных для северо-восточной части северо-тихоокеанского максимума.

Эти сезонные изменения поля ветра над акваторией зал. Аляска в основном и определяют сезонные изменения поля постоянных течений на его поверхности.

ПОСТОЯННЫЕ ТЕЧЕНИЯ ЗАЛИВА АЛЯСКА

В общих чертах схема постоянных течений зал. Аляска и непосредственно прилегающей к нему на юге акватории океана на основании многочисленных литературных источников [7, 8, 16, 23 и др.] представляется в следующем виде.

В Тихом океане в полосе примерно между 40 и 50° с. ш. имеет место поток вод с запада на восток, создающийся господствующими в этих широтах юго-западными ветрами и называемый Тихоокеанским дрейфом (Северо-Тихоокеанским течением).

Примерно от 150—140° з. д. и чем ближе к берегу, тем в большей мере воды Тихоокеанского дрейфа дивергируют на два потока, один из которых постепенно все более отходит к югу, а другой — к северу. Воды, направляющиеся к югу, образуют холодное Калифорнийское течение, а воды, идущие к северу, — теплое Аляскинское течение.

Двигаясь к северу от района дивергенции, Аляскинское течение вскоре под влиянием конфигурации береговой черты зал. Аляска существенно меняет свое направление на северо-западное, западное и, наконец, на юго-западное. Последний участок Аляскинского течения, там где его во-

ды движутся вдоль северных Алеутских о-вов, называют Алеутским течением. Часть из этих вод через Алеутские проливы выносится в Берингово море, а остальные, продолжая движение на юго-запад, а затем на юг, в конечном счете вливаются в основной поток Тихоокеанского дрейфа. Таким образом, в целом воды Аляскинского течения описывают полный циклонический круговорот.

Площадь, занимаемая Аляскинским круговоротом, а также зона дивергенции Тихоокеанского дрейфа на Калифорнийское и Аляскинское течения подвержены сезонной изменчивости в соответствии с сезонной изменчивостью поля ветра над этой частью Тихого океана.

Зимой под воздействием ветров, попутных потокам Аляскинского круговорота, сначала (в открытом море) западных и юго-западных, затем (при приближении к берегу и продвижении вдоль него на север) южных, юго-восточных и восточных, этот круговорот занимает наибольшую площадь — примерно от 42° с. ш. до берегов Аляски, а зона дивергенции Тихоокеанского дрейфа занимает крайнее южное положение — примерно около 42° с. ш. (рис. 3а).

Летом вследствие значительного сокращения акватории, над которой дуют попутные Аляскинскому течению юго-западных ветров, и развития к югу от 50° с. ш. противоположных по направлению этому течению (и попутных

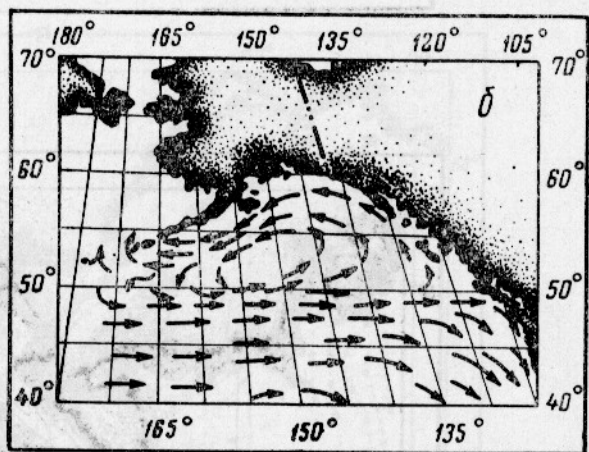
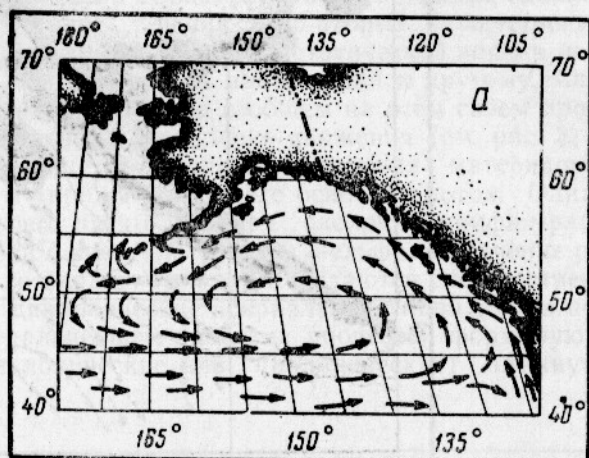
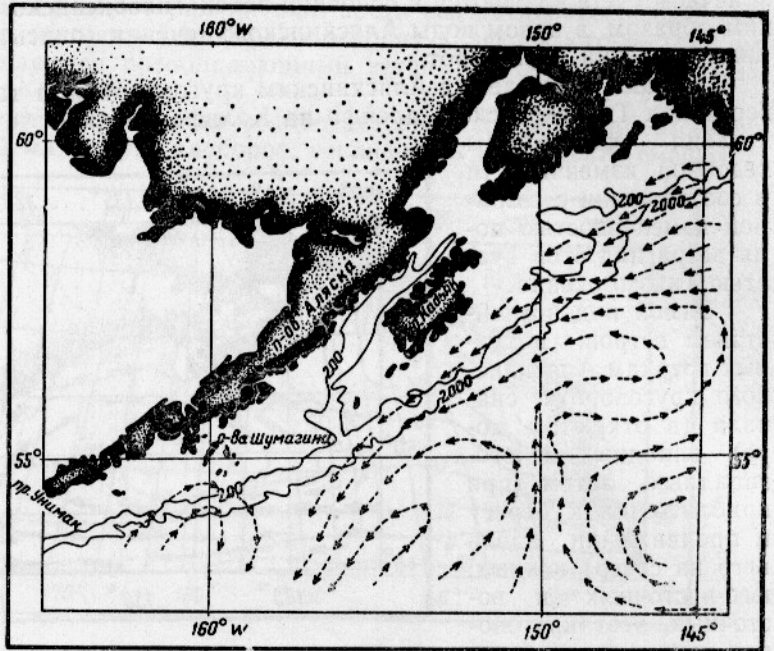


Рис. 3. Постоянные течения зал. Аляска:
а — зимой; б — летом.

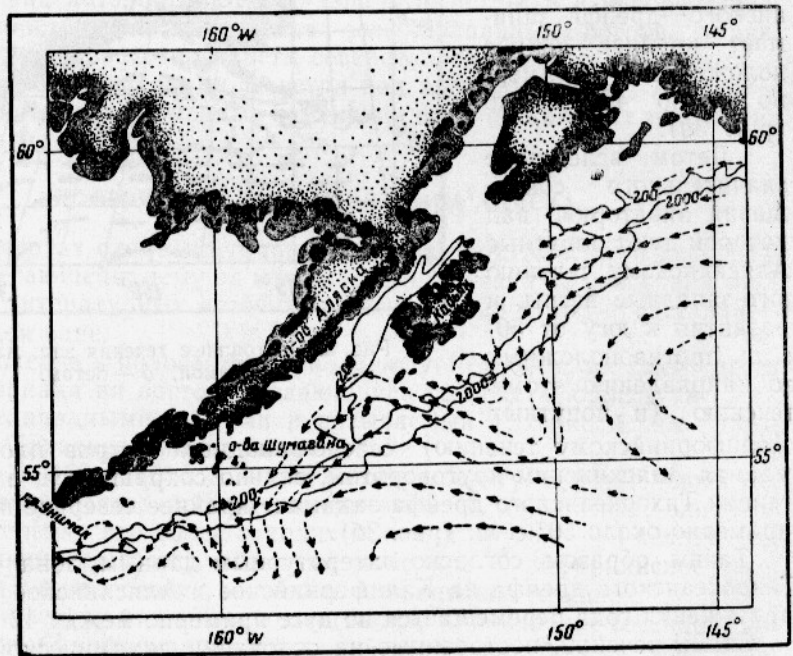
Калифорнийскому течению) северо-западных ветров площадь, занимаемая Аляскинским круговоротом, сильно сокращается, а зона дивергенции Тихоокеанского дрейфа занимает крайнее северное положение — примерно около 50° с. ш. (рис. 3б).

Таким образом, согласно литературным данным, зона дивергенции Тихоокеанского дрейфа на Калифорнийское и Аляскинское течения на протяжении года перемещается по дуге примерно между 42 и 50° с. ш.

Схемы течений, построенные на основании динамической обработки наблюдений над температурой и соленостью во время гидрологических съемок Аляскинского залива, позволили существенно конкретизировать общую схему Аляскинского круговорота по отдельным его участкам и для отдельных сезонов.



а

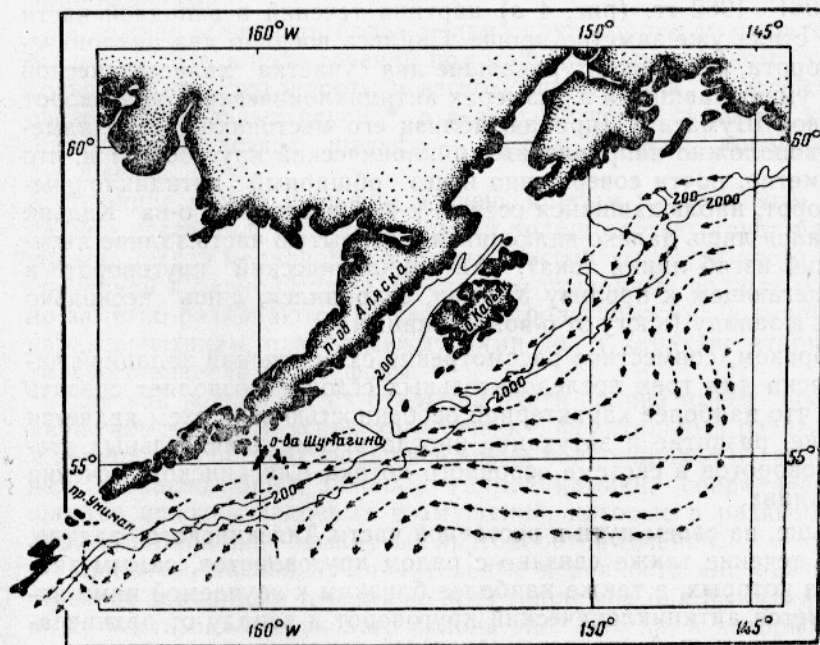


б

Прежде всего нас интересует конкретизация схемы Аляскинского течения в западной части залива примерно от района залив Якутат — о-в Каяк до Приуникамского района, поскольку на этом протяжении необходимо проследить связь между Аляскинским течением и районами обнаруженных советскими ихтиологами промысловых скоплений донных рыб.

На рис. 4 приведены схемы поверхностных течений, построенные нами на основании динамической обработки наблюдений над температурой и соленостью, выполненных в западной части зал. Аляска.

При рассмотрении схем течений можно отметить, во-первых, сложный вихревой характер Аляскинского течения, а во-вторых, существенные различия в размерах, форме и положении халистатической зоны в центральной части залива от одного периода наблюдений к другому. Аляскинское течение в западной части залива в общем на всем своем протяжении выдерживает генеральное направление движения (см. рис. 3) — с северо-востока на юго-запад, т. е. вдоль простираения материкового склона, к которому как бы «прижимается» его основной поток. Однако на отдельных участках своего пути благодаря сложной конфигурации изобат материкового склона и внешней границы шельфа это течение резко отклоняется то влево, то вправо. При этом создаются соответственно то антициклонические, то циклонические искривления линий тока в поле течений, из которых при дальнейшем развитии процесса формируются соответствующие (антициклонические или циклонические) замкнутые круговороты течений.



8

Рис. 4. Схемы поверхностных течений по данным:
а — апрель—май 1961 г., СРТ «Первенец»; *б* — октябрь 1961 г.,
 СРТР «Орлик»; *в* — январь 1962 г., СРТР «Орлик»

Так как основной поток течения испытывает сложное меандрирование и то подходит к берегу, то отходит от него, образуящиеся в поле этого потока искривления линий тока и круговороты в иные периоды наблюдений обнаруживаются над другими, соседними, участками дна по сравнению с тем, где они были в предыдущие периоды, а на их месте зачастую образуются искривления или полные круговороты противоположного характера.

Мы видим, что весной 1961 г. (рис. 4 а) кинематика поверхностных течений западной части зал. Аляска была довольно сложной. Среди нескольких круговоротов крупного масштаба обращает на себя внимание антициклонический круговорот течения к югу от о-вов Шумагина. В него вовлечены воды не только открытой части залива, но и материкового склона и прилегающей части шельфа. Летом этого года картина течений продолжала оставаться не менее сложной, чем весной.

Осенью 1961 г. (рис. 4 б) схема поверхностных течений в западной части зал. Аляска несколько упростилась по сравнению с весенней схемой: антициклонический круговорот к югу от о-вов Шумагина значительно уменьшился в размерах; халистатическая зона хотя и продолжает быть разорванной на две части двумя большими круговоротами центральной части залива, но эти круговороты имеют уже не противоположное направление движения как весной, а единое, причем наиболее естественное для них — циклоническое, обнаруживая явную тенденцию к слиянию.

Важным элементом осенней 1961 г. схемы поверхностных течений в западной части зал. Аляска является появление на ней еще двух антициклонических круговоротов — к юго-востоку от о-ва Кадьяк и к юго-востоку от пролива Унимак.

Зимой 1961—1962 гг. (рис. 4 в) картина течений в западной части зал. Аляска стала уже заметно проще. Слились воедино два циклонических круговорота, ранее оконтуривавшие два участка халистатической зоны. Исчез уменьшавшийся в размерах антициклонический круговорот к югу от о-вов Шумагина (правда, вблизи его местонахождения наметился противоположно направленный циклонический круговорот) и, что особенно заметно, почти совершенно исчез обширный антициклонический круговорот, наблюдавшийся осенью к юго-востоку от о-ва Кадьяк (от него остался лишь далеко вдающийся в открытую часть залива антициклонический изгиб линий тока). Антициклонический круговорот в районе, прилегающем к проливу Унимак, сохранился, лишь несколько сместившись к западу (к югу от о-вов Креницына).

Таким образом, совместное рассмотрение схем течений западной части зал. Аляска для трех последовательных сезонов позволяет сделать заключение, что наиболее характерной особенностью этих схем является возникновение, развитие и затухание иногда весьма значительных вторичных круговоротов в системе основного потока Аляскинского течения этой части залива.

Еще раньше, на своем пути в восточной части Аляскинского залива, Аляскинское течение также связано с рядом круговоротов, самым значительным из которых, а также наиболее близким к изучаемой нами акватории является антициклонический круговорот к западу от архипелага Александра, имеющий квазистационарный характер.

Для северо-западной части Тихого океана, точнее для зоны Куроисио, вопрос о возникновении вторичных круговоротов течения затронут А. М. Баталиным [1]. По Баталину вихреобразование, связанное с меандрированием главной струи Куроисио, происходит как в многолетнем, так и в сезонном аспекте. Образование и развитие относительно кратковременных вихрей, аналогичных тем, которые мы рассмотрели выше в системе Аляскинского течения, А. М. Баталин объясняет сезонными изме-

нениями величин горизонтального и вертикального трения в течении, но как и почему происходят эти изменения не объясняет.

Значительное число вторичных круговоротов в системе основного циклонического течения характерно также и для соседнего с зал. Аляска бассейна — Берингова моря. В. В. Натаров отмечает, что «самым сложным вопросом динамики течений (Берингова моря — А. П.) остается вопрос о существовании и закономерностях формирования мелких круговоротов, особенно в глубоководной зоне моря» [9]. Но он также не объясняет возможные причины этого процесса.

Вообще ни одна работа, посвященная динамике вод северо-восточной части Тихого океана, не разбирает генезиса вторичных круговоротов постоянных течений, несмотря на то что это может значительно прояснить связанные с рассматриваемыми круговоротами и имеющие важное рыбопромысловое значение биологические процессы.

Приведем нашу гипотезу относительно возможных причин возникновения и изменения круговоротов в системе постоянных течений западной части зал. Аляска.

Проще всего, на наш взгляд, выяснить причины появления тех больших круговоротов в центральной части залива, которые мы видели на рис. 4 а и б. Поскольку их появление, развитие и затухание отмечено лишь в поверхностных слоях воды (схемы течений для глубинных горизонтов имеют в центральной части зал. Аляска гораздо более простой характер), а небольшие скорости (близость халистатической зоны) всегда характеризуются большой изменчивостью направления, можно полагать, что главной причиной создания и изменения вторичных круговоротов в центральной части залива являются изменения поля атмосферного давления, а вслед за ним и поля ветра над заливом и прилегающими к нему районами.

Сложнее объяснить более мелкие круговороты и значительные изгибы линий тока в поле течений под материковым склоном зал. Аляска, поскольку эти круговороты и изгибы линий тока прослеживаются до очень значительных глубин*, а в верхней части склона и на прилегающих к нему участках шельфа — до дна. Можно предположить следующее.

Границе между шельфом и очень крутым материковым склоном западной части зал. Аляска в водной толще соответствует раздел между водной массой мелководья и водной массой открытой части залива, приуроченной к данной толще. Поскольку указанные водные массы довольно заметно различаются по своим гидрологическим и гидрохимическим характеристикам, раздел между ними носит характер вторичного фронтального раздела гидросферы.

Так как водная масса открытой части залива имеет поступательное движение в виде Аляскинского течения, фронтальный раздел между нею и водной массой мелководья все время волнообразно изгибается и вдоль него, согласно общим законам гидродинамики, периодически перемещаются цепочки вихревых возмущений, которые в развитом состоянии проявляются в виде замкнутых круговоротов течений.

При этом, поскольку значительные неровности дна оказывают существенное влияние на течения во всей толще вод над ними, над определенными местами материкового склона зал. Аляска, к которым относятся участки к юго-востоку от о-ва Кадьяк и в Приуникамском районе, по-видимому, создаются особенно благоприятные условия для образования и удержания круговоротов течений.

Работами советских исследовательских экспедиций ТИНРО и

* Например, на схеме суммарного переноса вод в зал. Аляска в слое 0—2000 м, построенной Е. Беннеттом [13], наиболее крупные круговороты и изгибы линий тока вдоль материкового склона изображаются так же отчетливо, как и на схемах поверхностных течений залива.

ВНИРО в зал. Аляска в последние годы были установлены связи между круговоротами течений и рядом биологических процессов.

Как любезно сообщил нам В. И. Тройнин (ТИНРО), скопления китов-горбачей (*Megaptera podosa*) в период нагула сосредоточены в основном к юго-востоку от о-ва Кадьяк, о-вов Шумагина и пролива Унимак. Это точно совпадает с районами антициклонических круговоротов на схеме течений (см. рис. 4 б).

Согласно исследованиям Т. Г. Любимовой [6], скопления морского окуня (*Sebastes alutus*) в период нагула также приурочены к этим же круговоротам.

Эти очень важные связи, на наш взгляд, могут быть объяснены, исходя из представления о районах круговоротов в толще морской воды как об областях сложных вращательных движений водных частиц (по аналогии с представлением о движении воздушных частиц в основных формах барического рельефа атмосферы — циклонах и антициклонах).

Поскольку речь идет об антициклонических круговоротах, частицы воды в проекции на вертикальную плоскость опускаются в центральной части каждого из круговоротов с поверхности на глубину, движутся в глубинных слоях к периферии круговорота, поднимаются там на поверхность и возвращаются поверхностными потоками к центру. В проекции на горизонтальную плоскость частицы движутся по спирали (по часовой стрелке) от центра к периферии в глубинных слоях воды и от периферии к центру на поверхности.

Таким образом, если антициклонический круговорот вод располагается над внешней границей шельфа или хотя бы захватывает ее своим краем, обогащенные биогенными веществами придонные воды шельфа и верхней части материкового склона неизбежно оказываются вынесенными на поверхность в периферийной части этого круговорота, в то время как богатые кислородом поверхностные воды непрерывно опускаются ко дну шельфа и верхней части склона, в центральной части круговорота, поддерживая высокую степень аэрации придонных слоев воды этого района.

Исследования некоторых других авторов подтверждают наши предположения о том, что не только горизонтальная, но и вертикальная протяженность вторичных круговоротов (вихрей) течения вполне достаточна для осуществления важных с биологической точки зрения процессов обмена придонных, глубинных и поверхностных вод шельфа и верхней части склона. Так, А. М. Баталин в уже упоминавшейся нами работе [1], касаясь сезонных круговоротов в зоне Куро-Сию, пишет: «вертикальным движением в центральной части вихря была охвачена толща вод 200—250 м и более». Представление о круговоротах вод как о районах особенно интенсивных процессов перемешивания всей толщи вод в полосе, прилегающей к внешней границе шельфа, помогает объяснить и тот установленный работой советских экспедиций факт, что самым продуктивным и наиболее перспективным в рыбопромысловом отношении районом западной части зал. Аляска является его крайний западный район — к югу от пролива Унимак и северных Алеуских о-вов: Креницына, Уналашка, Умнак.

Прежде всего надо учесть одну из наиболее характерных физико-географических особенностей этого района: вторичный фронтальный раздел водных масс здесь особенно четко выражен по сравнению с другими районами шельфа и материкового склона зал. Аляска. Дело в том, что к водной массе Приуникамского мелководья, находящейся к северу от этого раздела, непрерывно поступают большие объемы распресненных и охлажденных вод поверхностных слоев восточной части Берингова мо-

ря*, намного увеличивающие горизонтальные градиенты солености и температуры, существующие между этой массой и более соленой и более теплой водой прилегающей части Аляскинского течения.

В итоге Аляскинское течение (а затем его продолжение — Алеутское течение), проходя над материковым склоном Приунимакского района, образует цепочку сравнительно небольших (20—30 миль в поперечнике), но очень интенсивных круговоротов всды как антициклонического, так и циклонического характера**. Эти круговороты являются очень существенным элементом интенсивного обмена вод и обеспечения исключительно благоприятных условий для развития зоопланктона, создания полей питания промысловых рыб и млекопитающихся.

Как и для всякого другого течения, термическое ядро Аляскинского течения связано с его основным потоком и может быть обнаружено по графикам распределения температуры на разрезах поперек течения в виде замкнутой области, оконтуренной изотермой с наибольшими значениями температуры. При этом следует учитывать, что вполне четко термическое ядро течения проявляется лишь в холодное время года, а в теплое время года оно зачастую оказывается замаскированным прогревом вышележащих слоев воды.

При выявлении термического ядра Аляскинского течения в первую очередь были использованы повторные разрезы вдоль меридиана на 145° в. д. Они важны тем, что по меридиану 145° з. д. может быть проведена условная граница между восточной и западной частями зал. Аляска и, следовательно, разрез вдоль этого меридиана контролирует вход Аляскинского течения из восточной части залива в западную.

Весной 1961 г. (9—10 мая) разрез на «Первенце» в этом районе пришелся примерно вдоль меридианов 143 — $142^\circ 30'$ з. д. (рис. 5а). Из рисунка видно, что в мае 1961 г. термическое ядро Аляскинского течения, оконтуренное замкнутой изотермой $6,2^\circ$ (максимальная температура внутри ядра $6,3^\circ$), проходило вблизи меридиана 145° з. д. на глубинах порядка 130—200 м на расстоянии примерно 60—100 миль от берега (между широтами 58 — $59^\circ 12'$ с. ш., ст. № 202—203).

22—24 октября 1961 г. примерно вдоль меридиана 145° з. д. был выполнен разрез на «Орлике» (рис. 5, б). Мы видим, что осенью 1961 г. термическое ядро Аляскинского течения, изображенное замкнутой изотермой, $5,8^\circ$ (в ядре максимальная температура около 6°) обнаруживается между ст. № 253—258, т. е. между широтами $58^\circ 30'$ — $59^\circ 30'$ в интервале глубин 100—160 м. Таким образом, можно констатировать, что за полгода в районе меридиана 145° з. д. практически не изменилось простираание по глубине термического ядра Аляскинского течения, очень мало изменилось его удаление от берега (всего миль на 30); теплосодержание в ядре изменилось также на небольшую величину, отражаемую изменением максимальной температуры в нем не более чем на $0,3^\circ$.

Малая изменчивость во времени термического ядра Аляскинского течения, видна на графике разреза вдоль меридиана 145° з. д., выполненного на «Орлике» 3—5 января 1962 г. (рис. 5в). Термическое ядро Аляскинского течения на этом графике, оконтуренное изотермой 6° (максимальная температура в ядре $6,3^\circ$), находилось в интервале глубин от 130 до 310 м между широтами $58^\circ 40'$ — $59^\circ 30'$ с. ш. (между ст. № 15—17).

Мы видим, что в районе меридиана 145° з. д. через три месяца после октябрьского разреза максимальная температура в термическом ядре те-

* Известно, что восточные Алеутские проливы поставляют тихоокеанские воды в Берингово море, однако вследствие значительного развития приливо-отливных явлений в районе этих проливов обмен вод через них в значительной мере носит двухсторонний характер.

** Эта цепочка полностью не отражена на схематических картах рис. 4 из-за недостаточности наблюдений на ограниченных акваториях.

чения изменилась всего на $0,3^\circ$, само ядро сохранило то же удаление от берега*, и только углубление ядра стало заметно большим.

Поскольку разрез, изображенный на рис. 5 в, выполнен в период наибольшего развития зимней конвенции, термическое ядро Аляскинского течения выступает на этом рисунке вполне отчетливо отграниченным по

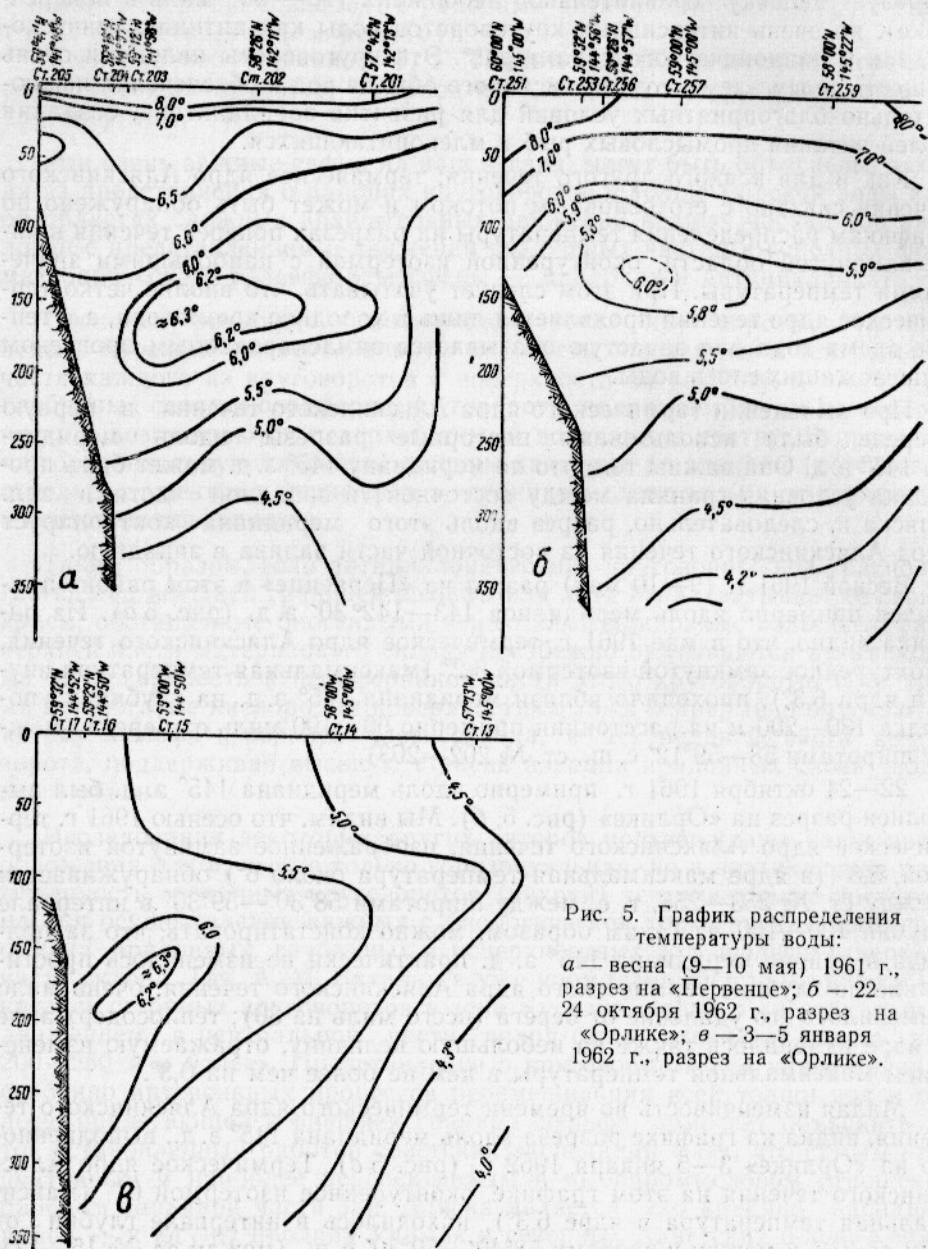


Рис. 5. График распределения температуры воды:
 а — весна (9—10 мая) 1961 г., разрез на «Первенце»; б — 22—24 октября 1962 г., разрез на «Орлике»; в — 3—5 января 1962 г., разрез на «Орлике».

температурам не только от нижележащих, всегда более холодных вод, но также и от вышележащих вод, которым в этот период свойственны бо-

* Хотя в январе и в октябре расстояние термического ядра от берега на этом разрезе уменьшилось примерно на 20—30 миль по сравнению с тем, которое было в мае (см. приведенные выше координаты станций, между которыми зафиксировано ядро). Это, несомненно, связано с меандрированием Аляскинского течения в целом, в том числе и его термического ядра.

лее низкие температуры, чем ядру. В отличие от этого на графиках 5а и б ядро Аляскинского течения замаскировано сверху прогревом вод примерно до 8° , который в первом случае (весной) еще недавно образовался, а во втором случае (осенью) еще не успел исчезнуть.

Через два месяца после январского разреза на «Орлике» 2—3 марта 1962 г. на РТ «Пелагида» был выполнен разрез примерно вдоль меридиана 144° з. д. Материалы этого разреза показывают максимальную температуру в термическом ядре Аляскинского течения, равную $6,2^{\circ}$ (т. е. изменившуюся всего на $0,1^{\circ}$ по сравнению с январем), удаление ядра от берега примерно то же, что и в январе, но углубление его несколько меньшее — уже в интервале 120—250 м.

Таким образом, наблюдая за термическим ядром Аляскинского течения на повторных разрезах в районе меридиана 145° з. д., мы установили, что максимальная температура в этом ядре в течение года в среднем сохраняется в порядке $6,2^{\circ}$, испытывая очень небольшие отклонения: некоторое время она понижается со скоростью от $0,05$ до $0,1^{\circ}$ в месяц, затем это понижение сменяется повышением со скоростью того же порядка, после чего снова наступает понижение и т. д.

Выявленная нами относительная стабильность во времени термического ядра Аляскинского течения представляется совершенно естественной, если учесть, что Аляскинское течение берет свое начало от Тихоокеанского дрейфа, проходящего на большом протяжении в тропической зоне, где сезонные изменения температуры практически ничтожны. При поступлении Аляскинского течения в средние широты на температуре его верхних слоев все в большей мере сказывается зимнее охлаждение и летний прогрев, в то время как на глубинах, не затрагиваемых этими сезонными процессами, — от горизонтов 100—150 м и глубже круглый год сохраняются примерно одни и те же температуры, плавно понижающиеся по мере увеличения глубины. Естественно, что наиболее высокие значения температуры вод Аляскинского течения («принесенные с собой», а не полученные во время летнего прогрева) удерживаются сразу же под нижней границей их сезонных изменений. Это и есть термическое ядро данного течения. Вследствие того что основной поток Аляскинского течения в западной части зал. Аляска следует над шельфом вблизи его внешней границы и над материковым склоном, воды термического ядра Аляскинского течения на значительном протяжении являются в то же время и придонными водами нижней части шельфа и верхней части материкового склона.

Это обстоятельство имеет очень важное биологическое значение, поскольку, как показала Т. Г. Любимова, промысловые скопления морского окуня (главным образом *Sebastes alutus*) в придонных слоях западной части зал. Аляска чаще всего встречаются на глубинах от 170 до 230—250 м и при температурах от 5 до $6,5^{\circ}$.

Следовательно, средой обитания морского окуня являются воды термического ядра Аляскинского течения в тех районах, где они проявляются как придонные воды шельфа вблизи его внешней границы, а также как воды верхней части материкового склона.

В исследованиях Т. Г. Любимовой по морскому окуню западной части зал. Аляска отмечается опускание в некоторых районах скоплений окуня зимой на большие глубины, порядка 350—400 м, которые она склонна отнести за счет влияния гидрологических факторов [6]. Правда, недостаточность зимних комплексных наблюдений в зоне шельфа и материкового склона западной части зал. Аляска пока еще не позволяет утверждать это, но некоторые обстоятельства подтверждают справедливость заключения Т. Г. Любимовой.

Рассмотрим, например, изменение по глубине термического ядра Аляскинского течения на разрезе в районе меридиана 145° з. д. в течение года по приведенным выше данным. Если верхняя граница ядра всегда

остаётся примерно на одном и том же уровне (100—130 м), то нижняя его граница испытывает значительные сезонные изменения: в теплую половину года она находится на глубинах 160—200 м, зимой опускается до глубины 300 м и более и к весне опять приподнимается. Термическое ядро Аляскинского течения зимой как бы «растягивается» вниз, покрывая собой дно более глубоких частей материкового склона, а весной снова «сжимается», отступая к границе шельфа и склона. По-видимому, сезонные перемещения скоплений морского окуня с меньших глубин на большие и обратно в этом районе соответствуют «растягиванию» и «сжатию» термического ядра Аляскинского течения и ими обуславливаются. В свою очередь сезонные изменения в термическом ядре Аляскинского течения, по-видимому, связаны с еще совершенно неизученными закономерностями меандрирования основного потока течений в данном районе.

Необходимо рассмотреть еще особенности поля скорости постоянно-го течения западной части зал. Аляска, а также глубину толщи вод, охватываемых Аляскинским течением.

На основании всех известных нам динамических карт зал. Аляска (основанных на материалах как советских, так и зарубежных исследований) скорость Аляскинского круговорота меняется в среднем от 0,1—0,2 узла в его южной и наиболее широкой части (участок Тихоокеанского дрейфа) до 0,3—0,4 узла после дивергенции (участок Аляскинского течения, идущего вдоль берегов Британской Колумбии и архипелага Александра) с постепенным увеличением при следовании течения вдоль берегов Аляски до 1 узла (по некоторым литературным источникам — до 1,5 узла) в Приунимакском районе. Далее скорость течения вновь резко понижается и достигает 0,2—0,1 узла при замыкании Аляскинского круговорота.

Резкое увеличение скорости Аляскинского течения по мере его прохождения вдоль берегов Аляски, по-видимому, связано с тем, что на всем протяжении этого пути течение идет над очень крутым материковым склоном и, наоборот, как только поток Аляскинско-Алеутского течения начинает отходить на юго-запад, двигаясь над большими океанскими глубинами, скорость его быстро снижается до очень малых значений — таких же, как и в Тихоокеанском дрейфе, с которым он в конечном счете сливается.

Итак, в акватории западной части зал. Аляска наблюдаются наибольшие скорости Аляскинского течения — от десятых долей до 1 узла.

Для выяснения вопроса о том, как меняется поле скорости Аляскинского течения с глубиной, воспользуемся результатами динамической обработки наблюдений на разрезах поперек этого течения. Возьмем, например, три последовательных разреза, выполненных в зал. Аляска Международной комиссией по рыболовству (International Fisheries Commission) в январе 1929 г. [24]. Эти разрезы (рис. 6) пересекали по нормали Аляскинское течение на траверзе следующих районов побережья: зал. Якутат — в направлении на юго-запад от мыса Океанский (ст. № 1—15), о-в Цукли — в направлении на юго-юго-восток от мыса Клир (ст. № 101—115) и о-ва Кадьяк — в направлении на юго-восток от мыса Чиниак (ст. № 201—211).

Мы видим, что Аляскинское течение в вертикальных сечениях имеет довольно сложную структуру. Даже зимой, когда согласно общей схеме, это течение имеет наибольшую в течение года мощность и устойчивость, оно фактически состоит из отдельных частей, перемежающихся потоками противоположного направления. Эти потоки, хотя в общей сумме и переносят гораздо меньшие объемы воды, чем течение основного направления, но все же в отдельных случаях имеют заметные скорости и охватывают значительную толщу воды. На разрезах (рис. 6) основное направление Аляскинского течения, огибающее берега залива в на-

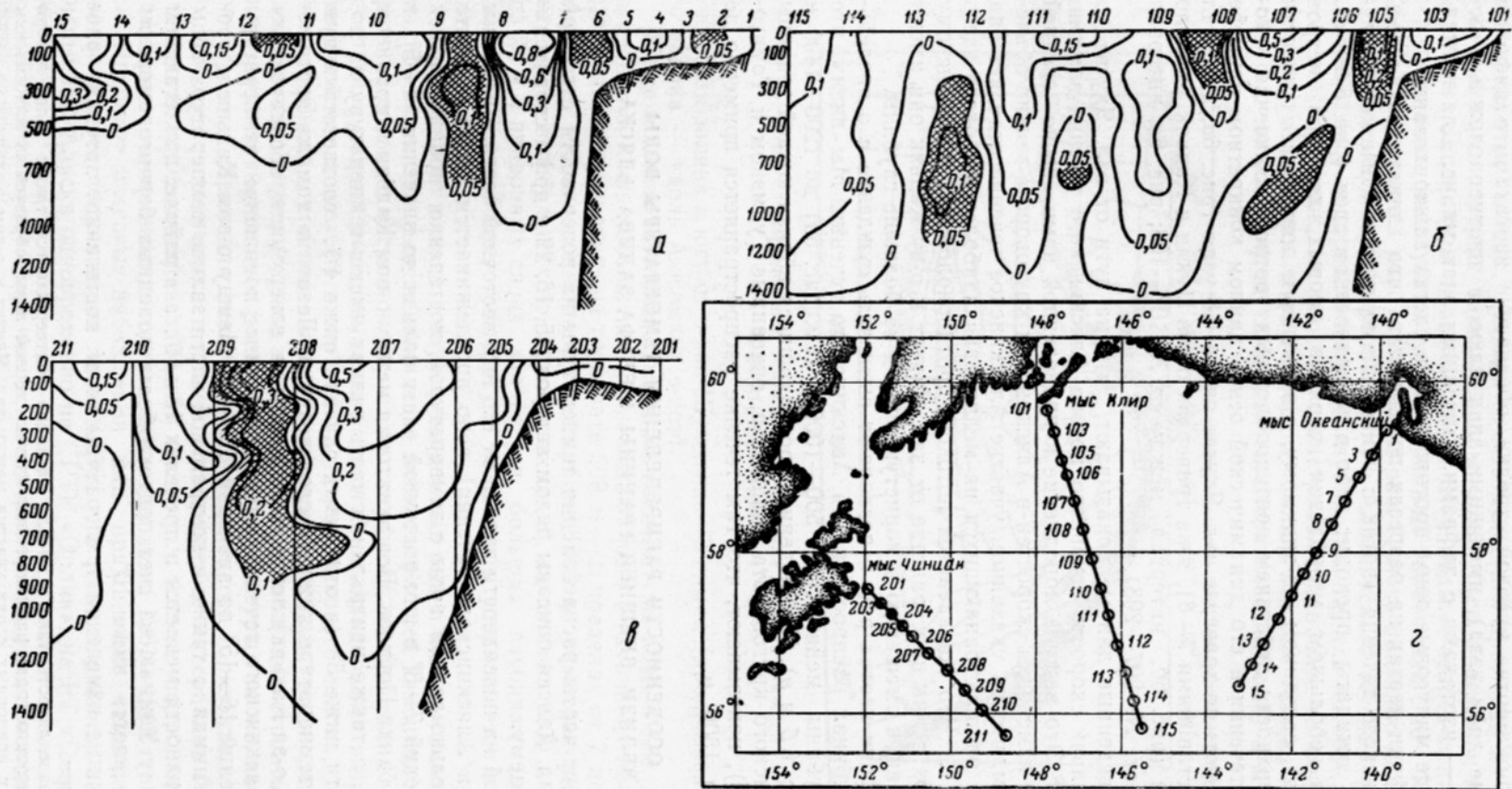


Рис. 6. Графики изотак на разрезах:

а — на юго-запад от мыса Океанский (ст. № 1—15); б — юго-юго-восток от мыса Клыр (ст. № 101—115); в — на юго-восток от мыса Чиниак (ст. № 201—211); г — расположение этих разрезов и выполненных на них станций.

правлении против часовой стрелки, обозначено изотаксами с цифрами (десятые доли узла), имеющими знак плюс, а противоположные ему потоки — изотаксами с цифрами, имеющими знак минус. Для наглядности все минусовые зоны противопотоков слегка заштрихованы.

Графики изотакс на разрезах показывают, что динамическая ось Аляскинского течения (поток с наибольшими скоростями), как и следовало ожидать, проходит либо в поверхностном слое (рис. 6 б и в), либо на небольшом углублении порядка первых десятков метров (рис. 6 а), связанном, по-видимому, с временным понижением скорости на поверхности действием противоположных ветров. Значения скоростей течения в его динамической оси в данном конкретном примере составляют: по траверзе зал. Якутат около 0,8 узла (рис. 6 а, интервал между станциями 7—8), а на траверзах о-вов Цукли и Кадьяк — около 0,5 узла (рис. 6 б, интервал между ст. № 107—108; рис. 6 в, интервал между ст. № 207—208).

Приведенные данные показывают, что на пути от зал. Якутат до о-ва Кадьяк скорость основного потока Аляскинского течения заметно убывает. Это важное дополнение к приведенной нами выше средней картине изменения скоростей в Аляскинском круговороте можно объяснить тем, что на указанном участке Аляскинское течение отделяет ряд ветвей, распространяющихся на мелководья наиболее широкого здесь шельфа*. Что же касается потоков, противоположных Аляскинскому течению, то на просторанстве от зал. Якутат к о-ву Кадьяк они имеют тенденцию к смещению в мористую зону и на большие глубины.

Графики изотакс рис. 6 позволяют высказать суждение и о предельных глубинах распространения Аляскинского течения. Мы видим, что эти глубины меняются от 500—1000 м (см. рис. 6 а) до 1200—1400 м (см. рис. 6 б и в). Наблюдения, проводившиеся вблизи южной границы Аляскинского круговорота (например, описанные Гудмэном и Томпсоном [18]), показывают, что там течение распространяется примерно до глубины 1500 м.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ВБЛИЗИ ВНЕШНЕЙ ГРАНИЦЫ ШЕЛЬФА ЗАЛИВА АЛЯСКА

Общие черты распределения температуры на поверхности открытой части зал. Аляска описаны рядом авторов [15, 16, 22 и др.] и сводятся к следующему.

Зимой на поверхности залива от его юго-восточной части и вершины (по пути Аляскинского течения) ясно прослеживается широкая лента относительно теплой воды с температурой, постепенно понижающейся от значений 7—8° в юго-восточной части залива до значения 4—5° в районе банки Портлок. Вся акватория между о-вом Кадьяк и проливом Унимак, а также центральная часть залива имеют температуру на поверхности ниже 5° (в отдельных случаях ниже 4°), соответствующую зимней температуре нижнего слоя воздуха. Летом на том же протяжении (до о-ва Кадьяк) лента теплой воды на поверхности, обозначающая путь Аляскинского течения, имеет постепенное понижение температуры от значений 16—15° до значений 13—12°. Между о-вом Кадьяк и проливом Унимак, а также в центральной части залива температура воды на поверхности меняется в пределах 13—10°, а в районе, прилегающем к проливу Унимак, за счет подтока более холодных берингоморских вод опускается ниже 10°.

Сезонные изменения температуры воды, постепенно затухая, рас-

* Справедливость такого вывода наглядно подтверждается также для января (хотя и другого года) рассмотрением «пятен» теплой воды, образуемых Аляскинским течением в придонных слоях участка между зал. Якутат и о-вом Кадьяк.

простираются в зал. Аляска от поверхности и примерно до глубин 100—150 м, на которых таким образом, может быть прослежен годовой минимум температуры поверхностного слоя воды. Распределение температуры воды на глубине нижней границы конвекции по Флемингу [17]* показано на рис. 7. Изотермы рис. 7 очень наглядно иллюстрируют движение вод Калифорнийского и Аляскинского течений, распространяющихся до гораздо больших глубин, чем та, для которой вычерчен этот рисунок, а также оконтуривают наиболее охлаждаемые районы (температура ниже 4°) верхней толщи вод зал. Аляска приуроченные к центральной части залива (халистатическая зона) и к откры-

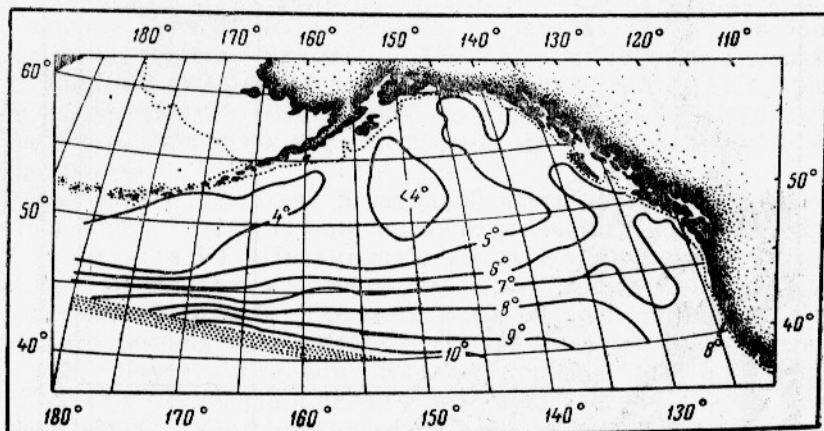


Рис. 7. Распределение температуры воды на глубине нижней границы конвекции.

той части залива к югу от о-вов Шумагина—Унимак (продолжение этого района — вдоль Алеутских о-вов).

Ниже глубины сезонных изменений температуры воды в зал. Аляска отмечаются лишь небольшие (и уменьшающиеся с глубиной) пространственные ее изменения: на горизонте 200 м — в пределах от 7 до 5°, на горизонте 400 м — от 5 до 4°, на глубине 1000 м температура воды варьирует в небольших пределах — около 3°, на глубине 2000 м — около 2°, а в придонных слоях залива на больших глубинах (порядка 3000—5000 м и более) температура воды везде удерживается в пределах 1,7—1,5°.

Очень важно в связи с изучением донных рыб и их промыслом в западной части зал. Аляска выявление закономерностей изменений температуры воды от места к месту на тех глубинах, на которых держатся скопления донных рыб. Диапазон этих глубин, находящийся в пределах внешней части шельфа и верхней части материкового склона, сравнительно невелик, что позволяет при наличии массовых наблюдений за придонными температурами воды на больших площадях строить общие карты пространственного распределения температуры так же, как обычно строятся карты для какого-либо определенного горизонта.

Из всех находящихся в нашем распоряжении материалов гидрологических наблюдений в западной части зал. Аляска подобные карты оказалось возможным построить лишь для зимы 1961—1962 гг.

Наиболее массовые наблюдения над придонными температурами воды удалось получить для января 1962 г. в разных районах западной части зал. Аляска одновременно на СРТР «Орлик», на РТ «Пеламида»,

* У Флеминга эта глубина называется глубиной нижней части галоклина — слоя скачка солености.

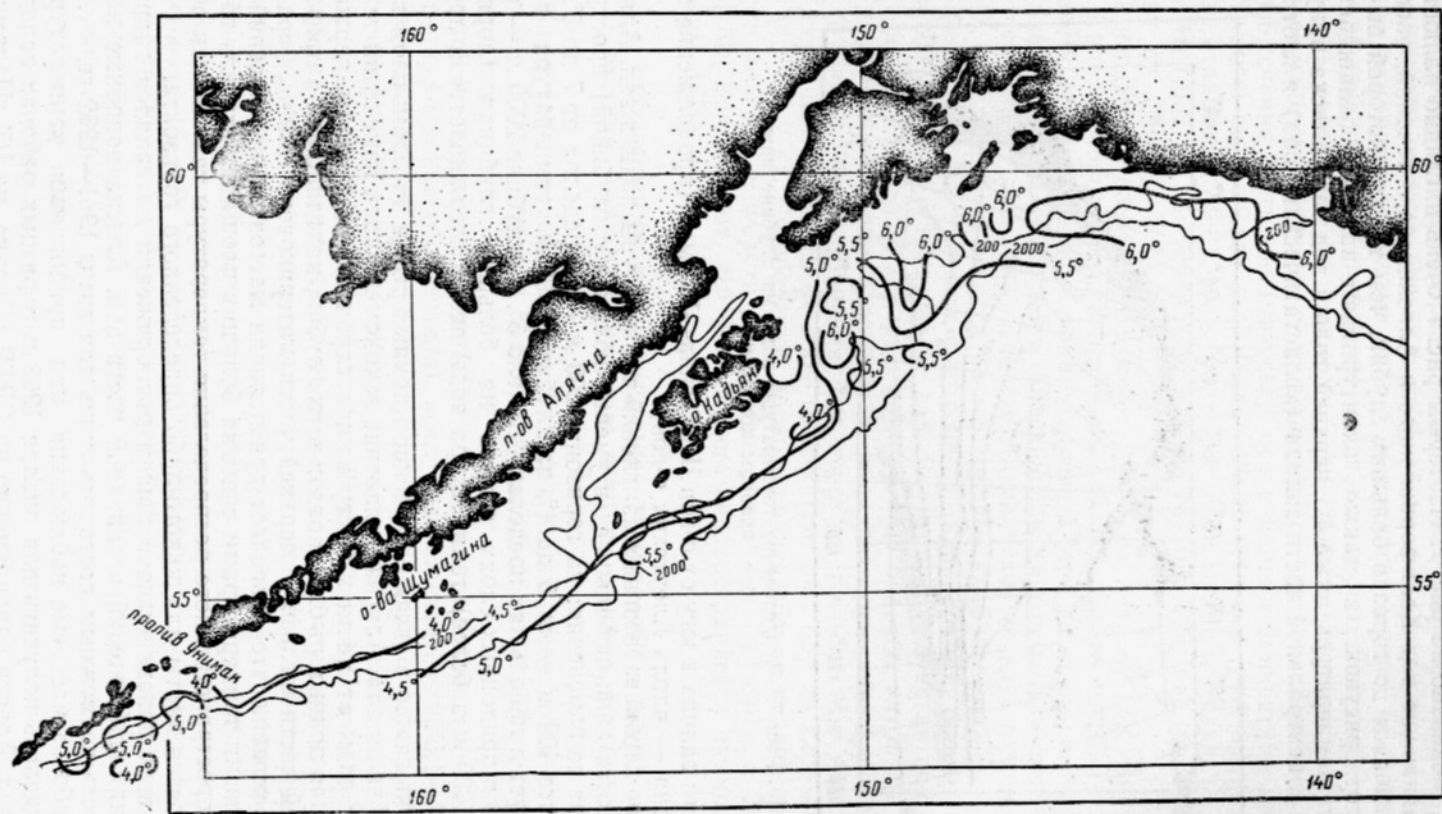


Рис. 8. Схематическая карта распределения придонных температур верхней части материкового склона и прилегающей к ней части шельфа западной части зал. Аляска в январе 1962 г.

на СРТ-4454 и на СРТ-4347. Из рассмотрения карты (рис. 8) видно, что воды термического ядра Аляскинского течения с температурами порядка 6° широким фронтом продвигались вдоль дна с востока на запад на участке между зал. Якутат и о-вом Мидлтон. Затем при подходе к банке Портлок в связи со сложным характером рельефа дна, а в районе самой банки — под воздействием конвективного охлаждения воды термического ядра Аляскинского течения разбиваются на отдельные «языки» и «ядра» самых различных размеров и формы, создавая очень сложное, как бы «мозаичное» распределение придонных температур указанного района. Постепенно, понижаясь за счет диссипации тепловой энергии, температура термического ядра Аляскинского течения к югу от о-вов Кадьяк и Троицы имела значения в пределах $5,5-5^\circ$, а в районе, прилегающем к проливу Унимак — $5,2-4,5^\circ$. Ряд «пятен» и целых обширных областей с температурами ниже 4° свидетельствует о проникновении конвективного охлаждения до дна на шельфе и о подъемах глубинных более холодных вод в отдельных местах верхней части материкового склона.

На основании наблюдений в западной части зал. Аляска в феврале—начале марта 1962 г., осуществлявшихся уже только на двух судах (СРТР «Орлик» и РТ «Пеламида»), мы также построили карту распределения придонных температур, имеющую много общих черт с январской картой (рис. 8). Так же как и в январе, температура ядра Аляскинского течения сохранялась в феврале—начале марта выше 6° между зал. Якутат и о-вом Кадьяк порядка $5,5-5,2^\circ$ между о-вами Кадьяк и Шумагина и около 5° в Приунимакском районе. Так же как и на январской карте, термическое ядро течения имело сложное, мозаичное строение, перемежаясь областями более охлажденных вод. Только температура последних в районах проникновения конвенции до дна (на шельфе), а также в районах поступления беринговоморских вод (вблизи пролива Унимак) имела более низкие значения, чем в январе (до 3°), за счет дальнейшего развития конвекционного охлаждения в западной части зал. Аляска и в прилегающих к нему районах Берингова моря (февраль и начало марта являются здесь самым разгаром гидрологической зимы).

Исследованиями Т. Г. Любимовой [5, 6] было показано, что с пространственным распределением температуры воды по акватории зал. Аляска и, в частности, с его постепенным убыванием вниз по течению от зал. Якутат до пролива Унимак связан ряд закономерностей в биологии и распределении морского окуня — различный темп созревания гонад самок в разных районах, миграция самок в направлении против Аляскинского течения после нагула и спаривания и др.

В связи с этим нами была предпринята попытка выявить количественные показатели убывания температуры в термическом ядре Аляскинского течения по мере его следования в заливе за счет диссипации энергии. Темп убывания температуры оценивался нами по расстоянию, на протяжении которого она понижалась на $0,1^\circ$.

Первые шаги в этом направлении были предприняты нами еще при рассмотрении карт распределения придонных температур вдоль шельфа и верхней части склона, построенных главным образом на материалах массовых измерений температур при тралениях в январе, а также в феврале—начале марта 1962 г. Так, были зафиксированы определенные, почти не меняющиеся в течение месяца и больше температуры в термическом ядре течения в районах между зал. Якутат и о-вом Мидлтон (больше 6°), между о-вом Мидлтон и о-вами Шумагина (в пределах $6-5,5^\circ$) и между о-вами Шумагина и проливом Унимак (в пределах $5,5-5^\circ$).

Для конкретизации этих данных в конце февраля—начале марта

1962 г. А. Ф. Плахотником и В. С. Разгоняевым на «Орлике» и Т. Г. Любимовой и Б. Н. Шатовым на «Пеламиде» был выполнен ряд разрезов поперек Аляскинского течения на всем протяжении от зал. Якутат до пролива Унимак.

По материалам этих разрезов удалось решить следующие задачи:

а) дополнить (разрезом на «Пеламиде» 2—3 марта 1962 г.) ранее имевшиеся разрезы весной и осенью 1961 г. и в январе 1962 г. в районе меридиана 145° з. д. и замкнуть таким образом годовой цикл наблюдений в этом районе, в частности, установить значение максимальной температуры в термическом ядре Аляскинского течения, почти неизменно удерживающейся здесь в течение года;

б) повторить на наиболее важном для нас участке (разрезом на «Пеламиде» 26—27 февраля 1962 г.) разрез, проделанный в январе 1929 г. американскими исследователями от зал. Якутат (ст. № 2—8, рис. 6з), и показать, что максимальная температура в термическом ядре течения на этом разрезе как в январе 1929 г. [24], так и в конце февраля 1962 г. практически была одна и та же. Это давало нам право привлечь для совместного рассмотрения с нашими разрезами в феврале-марте 1962 г. также и другие разрезы той же американской экспедиции в январе 1929 г. (от мыса Клир и Чиниак);

в) разрезом на «Пеламиде» 3—4 марта 1962 г., выполненном примерно в 120 милях восточнее о-ва Кадьяк, а также разрезами на «Орлике» 5 марта 1962 г. (ст. № 60—64) к юго-востоку от о-вов Троицы, 8 марта 1962 г. (ст. № 66—68) к юго-востоку от о-вов Шумагина и 9—10 марта 1962 г. (ст. № 69—72) к юго-востоку от пролива Унимак, удалось выяснить температуру в термическом ядре Аляскинского течения в тех районах западной части зал. Аляска, которые не охватывались наблюдениями предыдущих экспедиций.

Нами была построена сводная схематическая карта убывания максимальной температуры в термическом ядре Аляскинского течения по мере продвижения этого течения в западной части зал. Аляска (рис. 9).

На карте рис. 9 толстыми отрезками линий, идущих от берега в направлении открытой части залива, показаны сечения данного разреза, на протяжении которых обнаружены максимальные температуры термического ядра Аляскинского течения. Сами максимальные температуры обозначены цифрами (в градусах с десятными долями) в числителе дроби, проставленной около каждого сечения. В знаменателе дроби проставлено значение нижнего горизонта, до которого наблюдалось на данном разрезе термическое ядро течения.

На траверзе зал. Якутат термическое ядро Аляскинского течения неизменно имеет максимальную температуру $6,5^{\circ}$ и простирается до глубины порядка 150 м. Однако в связи с меандрированием течения его основной поток, а следовательно, и связанное с ним термическое ядро то проходит непосредственно у берега, то отходит от него. На рис. 9 показаны оба эти случая: первый случай, когда термическое ядро течения разлилось на все пространство от берега шириной примерно 60 миль, т.е. заполнило целиком шельф и верхнюю часть материкового склона (наблюдения американской экспедиции в январе 1929 г. [24], и второй случай, когда это ядро сжалось до полосы шириной примерно в 10 миль и отошло от берега на расстояние 70—80 миль (наблюдения на «Пеламиде» в конце февраля 1962 г.).

О прохождении термического ядра Аляскинского течения в районе о-ва Каяк — меридиан 145° з. д. уже много говорилось в предыдущем параграфе настоящей статьи. Так, в частности, было показано, что максимальная температура ядра на этом сечении весь год сохраняется около $6,2^{\circ}$ и что зимой нижняя граница ядра опускается до глубины, превышающей 300 м. На рис. 9 термическое ядро течения в этом районе

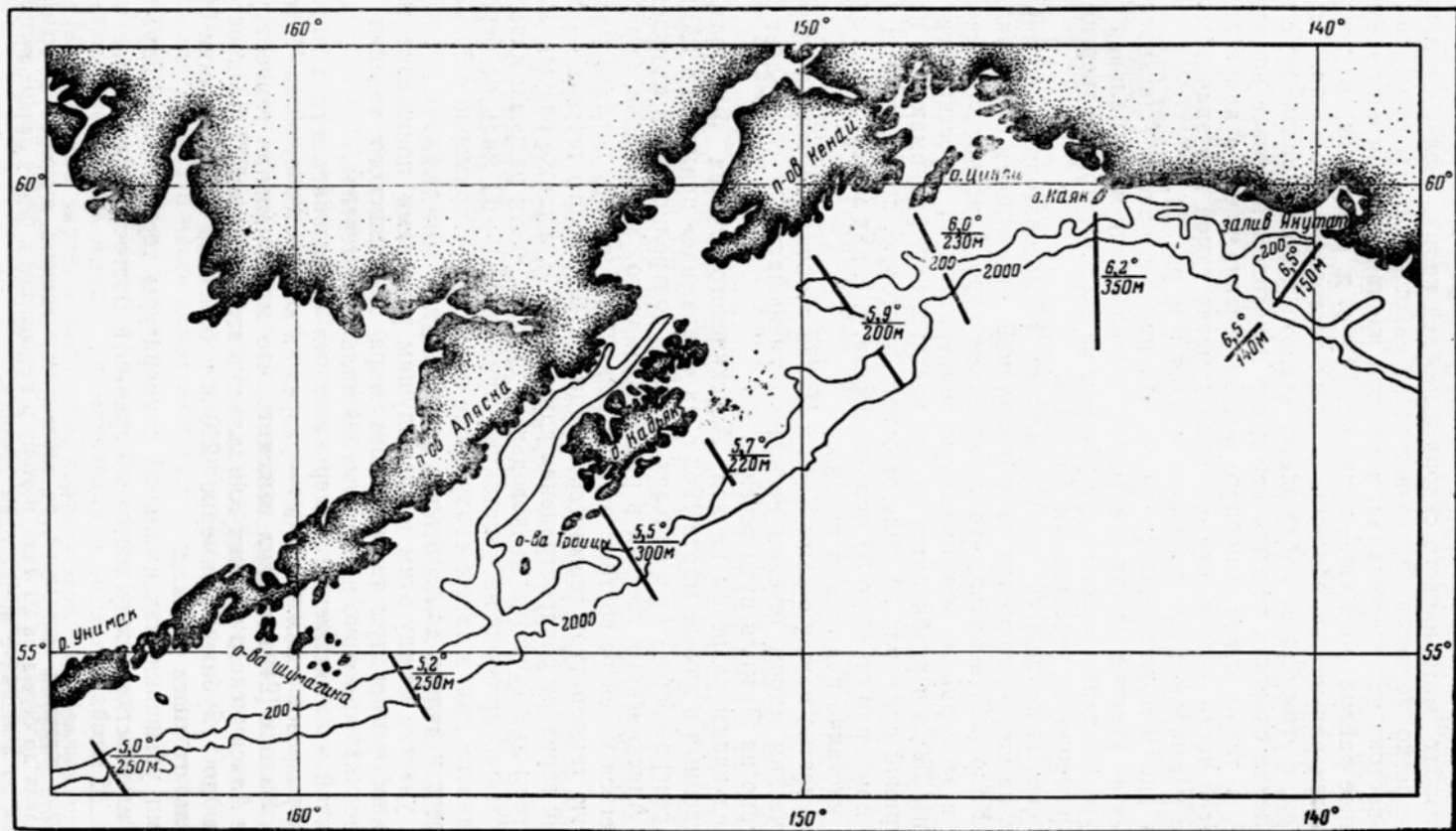


Рис. 9. Схематическая карта убывания максимальной температуры в термическом ядре Аляскинского течения.

показано в виде сечения, отходящего почти от о-ва Каяк* на расстояние примерно 100 миль.

Рассматривая течение, изображенное на рис. 9 в районе о-в Каяк—меридиан 145° з. д., мы видим, что генеральное направление простирается изобат материкового склона и нижней кромки шельфа в данном районе резко меняется. Восточнее этого района изобаты простираются с юго-востока на северо-запад, и в таком же направлении идет течение. Западнее района о-в Каяк—меридиан 145° з. д. и изобаты и течение имеют генеральное направление с северо-востока на юго-запад. Таким образом, в этом районе наблюдается «излом» изобат и связанное с ним замедление скорости течения перед его переходом на новое направление**, а также отход основного потока течения влево в направлении мористой части залива, что особенно заметно зимой при значительном общем расширении Аляскинского течения (см. рис. 3).

Из рис. 9 можно сделать вывод, что при следовании Аляскинского течения на участке между зал. Якутат и о-вом Каяк максимальная температура его термического ядра убывает за счет диссипации энергии на $0,1^{\circ}$ примерно на расстоянии 35 миль.

Разрез, выполненный американскими исследователями в январе 1929 г. на юго—юго-восток от юго-западной оконечности о-ва Цукли—мыса Клир [24], показал, что термическое ядро Аляскинского течения имеет в этом районе максимальную температуру 6° , простирается до глубины 230 м и разбивается на две части: первую, занимающую полосу шириной примерно 20 миль от берега, и вторую, проходящую в удалении примерно от 40 до 80 миль от берега, т. е. над материковым склоном и частично под ложем океана.

На участке между о-вами Каяк и Цукли скорость рассеяния энергии термическим ядром течения несколько уменьшается и составляет $0,1^{\circ}$ примерно на 50 миль пути течения.

Следующим разрезом по ходу Аляскинского течения был разрез, выполненный в начале марта 1962 г. на «Пеламиде» примерно в 120 милях к северо-востоку от о-ва Каяк и как бы контролирующий вхождение струй Аляскинского течения в район обширного мелководья, простирающегося к северо-востоку от о-ва Каяк. Этот разрез показал максимальную температуру термического ядра Аляскинского течения — $5,9^{\circ}$; нижний горизонт распространения ядра — 200 м, а также разрыв ядра поднятием дна (участок мелководья) в средней части разреза: ядро течения зафиксировано на расстоянии примерно 20—60 миль от берега, до поднятия дна, а также сразу после поднятия — примерно с 90 миль от берега и вплоть до окончания разреза.

На участке между этим и предыдущим разрезами понижение максимальной температуры термического ядра Аляскинского течения составляет $0,1^{\circ}$ примерно на каждые 60 миль пути течения.

Третий из выполненных американскими исследователями в январе 1929 г. разрезов в зал. Аляска — разрез на юго-восток от мыса Чиниак на о-в Кадьяк [24] позволил выяснить, что максимальная температура в ядре Аляскинского течения составляет в этом районе $5,7^{\circ}$, распространяется до глубины примерно 220 м и отмечена на расстоянии 30—50 миль от мыса Чиниак.

Темп убывания максимальной температуры термического ядра течения на участке между восточной границей Восточно-кадьякского мел-

* Суда советских экспедиций, по наблюдениям которых построено это сечение, не доходили до берега на 20 миль, поэтому в направлении к берегу данные экстраполированы по аналогии с предыдущим сечением.

** Из рис. 6 видно, что при прохождении района о-ва Каяк на разрезе от мыса Клир значения скорости в динамической оси течения уменьшились почти вдвое в сравнении с тем, которые наблюдались в Приякутатском районе (0,5 узла против 0,8).

ководья и о-вом Кадьяк оставался таким же, как и на предыдущем участке пути течения — $0,1^\circ$ примерно на каждые 60 миль.

Три разреза на «Орлике» в начале марта 1962 г. (см. рис. 9) позволили проследить за характером убывания максимальной температуры в термическом ядре Аляскинского течения на всем протяжении юго-западной части залива: от о-ва Кадьяк до пролива Унимак.

Разрез на юго-восток от о-вов Троицы показал максимальную температуру термического ядра течения — $5,5^\circ$, опускание ядра примерно до горизонта 300 м и распространение его на 70 миль от берега.

Понижение максимальной температуры в ядре при проходе течения мимо о-ва Кадьяк (от мыса Чиниак до о-вов Троицы) составляет $0,1^\circ$ примерно на 40 миль пути.

По материалам разреза, выполненного на «Орлике» к юго-востоку от о-вов Шумагина, максимальная температура в термическом ядре Аляскинского течения понизилась уже до $5,2^\circ$; такая температура наблюдалась примерно до глубины 250 м и на расстоянии от 60 до 100 миль от берега п-ва Аляска.

Скорость охлаждения вод Аляскинского течения на участке от о-ва Кадьяк до о-вов Шумагина несколько уменьшилась: максимальная температура ядра на этом участке понижается на $0,1^\circ$ примерно на каждые 50 миль пути течения. Это может быть связано с некоторым возрастанием скорости течения на указанном участке.

Наконец, разрез на «Орлике» к югу от о-ва Унимак подтвердил установленный нами на основании ряда других источников факт, что максимальная температура в ядре Аляскинского течения в этом районе составляет 5° . Термическое ядро Аляскинского течения имеет здесь то же углубление, что и в районе к юго-востоку от о-вов Шумагина, — до 250 м, но проходит ближе к берегу (на расстоянии 40—80 миль от о-ва Унимак) в соответствии с приближением к берегу изобат внешней границы шельфа и материкового склона. Дальнейшее и к тому же резкое увеличение скорости Аляскинского течения на участке от о-вов Шумагина до пролива Унимак привело и к резкому уменьшению скорости охлаждения масс воды, переносимых течением: на этом участке течение проходит в среднем 90 миль, прежде чем максимальная температура его термического ядра понижается на $0,1^\circ$.

В среднем по всей западной части зал. Аляска темп понижения максимальной температуры в термическом ядре Аляскинского течения за счет диссипации энергии составляет $0,1^\circ$ на каждые 50—60 миль пути, проходимого течением.

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ СОЛЕННОСТИ И ПЛОТНОСТИ В ЗАЛИВЕ АЛЯСКА

Два основных фактора определяют особенности горизонтального и вертикального распределения солёности в зал. Аляска: исключительно сильное опреснение поверхностных вод за счет обильных осадков, а в прибрежной полосе также и за счет материкового стока и наличия под опресненным слоем типично океанических вод высокой солёности.

Это характерное расслоение вод, подобное тому, которое наблюдается в эстуариях рек, дало основание Дж. Тулли и Ф. Барберу [25] весь зал Аляска и часть прилегающих к нему с юга океанических вод уподобить гигантскому эстуарию.

На рис. 10 приведена схематическая карта распределения солёности на поверхности зал. Аляска, заимствованная нами из работы М. Робинзон [22]. На этой карте, в частности, хорошо отражены малые значения солёности, наблюдающиеся вблизи берегов за счет материкового стока. Как видно, в восточной части залива солёность воды у берегов в отдельных местах понижается до 27‰ и ниже, а в западной части залива минимальные значения солёности вблизи берегов — $29,5\text{‰}$

у о-ва Кадьяк и $27,8\text{‰}$ у п-ова Кенай. Самая низкая соленость — $21,7\text{‰}$ наблюдается у выхода из зал. Якутат.

Вся прибрежная полоса залива окаймлена водами с соленостью на поверхности менее 32‰ . Зимнее конвекционное перемешивание приводит к тому, что и у дна на шельфе зачастую наблюдается понижение солености (ниже $32,5\text{‰}$). Иногда в некоторых районах (как, например, в районе к востоку от о-вов Шумагина), как показал Б. Г. Иванов [4], можно встретить промысловые скопления креветок (главным образом *Pandalus borealis*).

В центральной части зал. Аляска, хотя и наблюдаются более высокие значения солености на поверхности, чем у берегов, но и они не до-

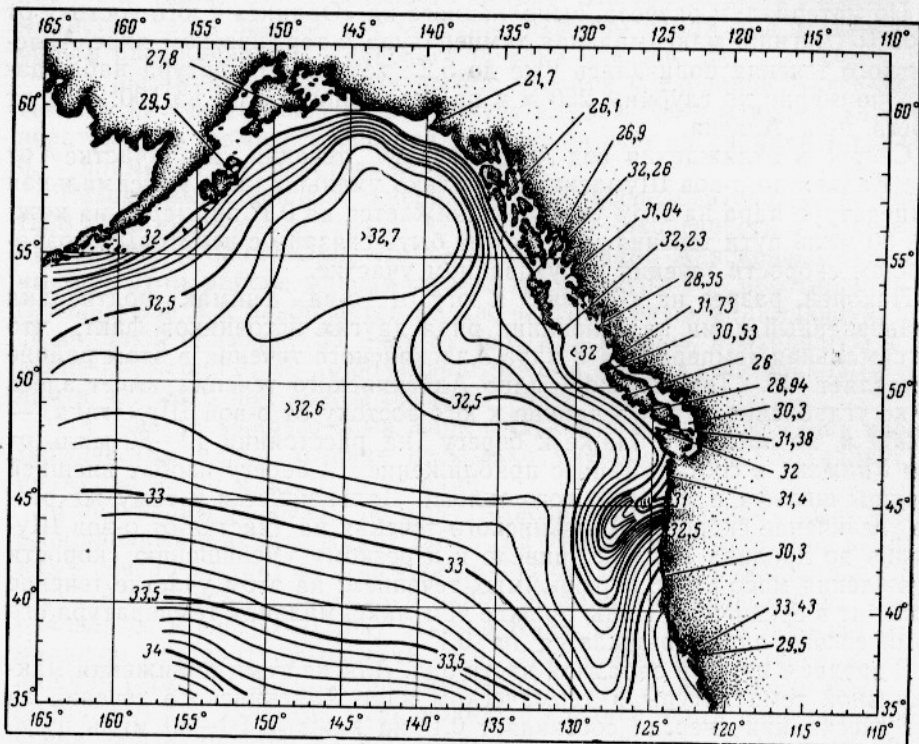


Рис. 10. Схематическая карта распределения солености на поверхности зал. Аляска.

стигают $32,8\text{‰}$, что совершенно естественно в связи с четко выраженным положительным пресным балансом поверхностного слоя залива (см. рис. 2).

Карта (см. рис. 10) ввиду ее схематичности и мелкого масштаба отражает лишь общие особенности распределения солености на поверхности зал. Аляска и на ней не могли быть показаны детали этого распределения. Наиболее существенной из них является повышение значений солености на поверхности в районах подъемов глубинных вод*, а также в районах антициклонических круговоротов течений; так, например, в районе к юго-востоку от о-ва Кадьяк, в центре антициклонического круговорота течений («Орлик» ст. № 214, 19/X—1961 г.) за счет подъема глубинных вод на поверхности наблюдалась соленость около $32,1\text{‰}$, в то время как окружающие станции показывали примерно на $0,5\text{‰}$ меньше значения солености.

* Процесс, в американской и канадской научной литературе, выраженный специальным термином — *upwelling*.

В связи с повышением солености отмечено понижение значений удельной щелочности поверхностного слоя воды в центральных частях антициклонических круговоротов. В частности, в центральной части круговорота к юго-востоку от о-ва Кадьяк в октябре 1961 г., по наблюдениям Е. А. Ахметьевой (ВНИРО), удельная щелочность уменьшалась до $1210 \text{ Alk/Cl}^{10/100}$ при значениях в поверхностных водах близлежащих районов шельфа и материкового склона порядка $1220\text{--}1230 \text{ Alk/Cl}^{10/100}$. Наконец, американские исследователи И. Айгелсрод, Р. Робинзон и Т. Томпсон [19] обращали внимание на повышенную концентрацию фосфатов в районах подъемов глубинных вод в северо-восточной части Тихого океана.

Соленость поверхностных вод зал. Аляска и прилегающей акватории испытывает заметные сезонные изменения: летом она в среднем на $0,5\%$ меньше той, которая наблюдается в тех же местах зимой. Это объясняется повышенной интенсивностью материкового стока в летний период, а также тем, что опресненные воды, будучи в этот период наиболее теплыми (летний прогрев поверхностного слоя) обладают высокой вертикальной устойчивостью и как бы стелятся по поверхности, в то время как зимой они охлаждаясь перемешиваются с водами нижележащих слоев.

Пониженная соленость (меньше $32,8\%$), непрерывно поддерживаемая на поверхности зал. Аляска указанными выше факторами, сохраняется и в верхней части его вод, подверженной фрикционному и конвекционному перемешиванию. Зато ниже этой толщи в открытой части залива соленость сразу же резко, скачкообразно возрастает до значений, типичных для океанических вод на этих глубинах (порядка $33,8\%$).

Этот процесс подробно описан в работе Доу [15], и представлен ниже в несколько более удобной форме. Основные параметры слоя скачка солености для юго-восточной части зал. Аляска следующие

Глубина, м	Границы слоя скачка солености	
	верхняя	нижняя
пределы изменения	60—150	120—200
средняя величина	94	153
Соленость, ‰		
пределы изменения	32,5—32,79	33,57—33,88
средняя величина	32,64	33,75

Из приведенных данных видно, что на протяжении очень тонкого, в среднем 60-метрового, слоя воды (между глубинами порядка 90 и 150 м) соленость воды зал. Аляска увеличивается более чем на $1,1\%$, в среднем от $32,64$ до $33,75\%$.

Положение границ слоя скачка солености в зал. Аляска под влиянием внутренних волн приливного характера испытывает вертикальные колебания, достигающие $80\text{--}100$ м, а в отдельных случаях и больших значений. В каждой геометрической точке пространства, охваченного колебаниями, все гидрологические данные также существенно изменяются, что вызывает изменения в вертикальном размещении кормового планктона и тем самым обуславливает вертикальные миграции промысловых рыб.

Со слоем скачка солености в зал. Аляска связано начало резкого понижения количества растворенного в воде кислорода, которое далее на глубинах от 300 до 600 м (в разных местах залива по разному) достигает значений дефицита, ограничивающего жизнедеятельность организмов*.

Наконец, слой скачка солености — это обычно граница зимнего кон-

* Последний по М. В. Федосову и Р. Л. Давидовичу [11] следует считать при содержании кислорода в воде меньше 1 мл/л .

векционного перемешивания в заливе, что наглядно показано на рис. 7, являющемся по существу картой распределения температуры воды на уровне нижней границы слоя скачка солёности — на поверхности с солёностью 33,77‰.

Ниже слоя скачка солёности наблюдается ее вертикальное распределение, типичное для северной части Тихого океана, — медленный, плавный рост до значений порядка 34,6‰ в придонном слое.

Специфическое для зал. Аляска пространственное распределение термохалинных характеристик, главным образом значений солёности, определяет особенности горизонтального распределения плотности воды в заливе. Горизонтальное распределение плотности в зал. Аляска в то же время отражает плотностную циркуляцию в заливе в горизонтальном

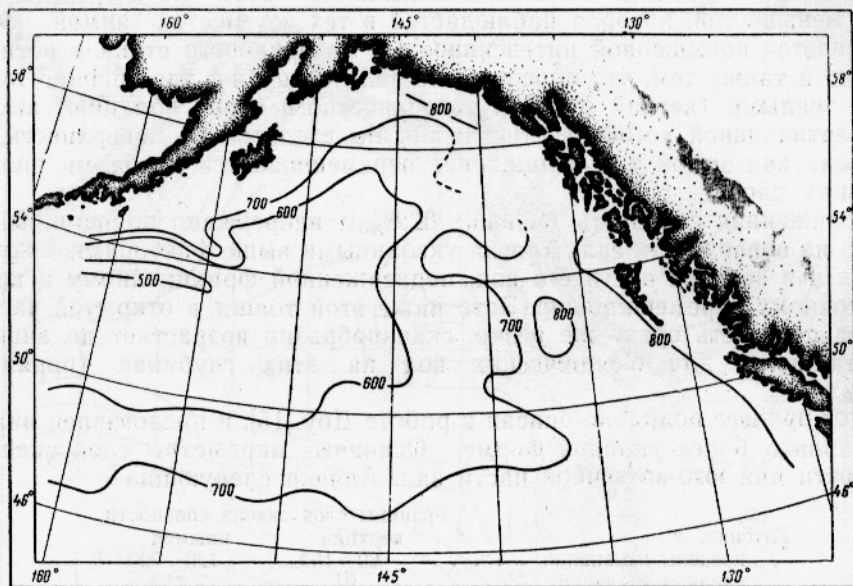


Рис. 11. Схема топографии изопикнической поверхности $\sigma_t = 27,25$.

направлении и в первую очередь ее основной элемент — Аляскинское течение.

Особенно ясно это можно проследить на глубинах, лежащих за пределами конвекционного и ветрового перемешивания, но в то же время не очень больших, — там, где скорость Аляскинского течения еще не слишком мала. На таких глубинах изопикнические поверхности изогнуты в виде куполов (выпуклостью, обращенной к поверхности воды), причем форма и ориентировка в пространстве этих куполов в точности соответствует направлению течения, а крутизна наклона их стенок — скоростям течения.

На рис. 11 приведена по Беннетту [13] топография (в м) изопикнической поверхности $\sigma_t = 27,25$, отвечающей сочетанию температуры и солёности вблизи нижней границы скачка солёности, которая отражает не только общую конфигурацию потоков Аляскинского течения, но и его вторичные круговороты, как, например, антициклонический круговорот к западу от архипелага Александра — о-вов Королевы Шарлотты*. На рис. 11 хорошо прослеживаются районы усиления скорости течения по сужению расстояний между линиями равных глубин залегания изопик-

* На всех глубинных картах течений зал. Аляска круговороты несколько смещены в пространстве вследствие наклона их осей.

нической поверхности (например, на участке между о-вом Кадьяк и проливом Унимак) и, наоборот, районы ослабления скорости течения по расширению расстояний между указанными линиями (например, в восточной части залива).

Что касается распределения плотности воды по вертикали, то в открытой части зал. Аляска обычное возрастание плотности воды с глубиной имеет существенные сезонные отличия. Если зимой наблюдается лишь один слой скачка плотности примерно между глубинами 100—200 м, приуроченный к слою скачка солёности, то летом над ним примерно между глубинами 25—50 м располагается еще один скачок плотности, соответствующий слою скачка температуры воды.

Вопросы устойчивости водных слоев зал. Аляска, как нам известно, не освещались в литературе, между тем выяснение изменений в пространстве и во времени вертикальной устойчивости в толще вод на шельфе вплоть до его внешней кромки связано с пониманием физических условий происходящих там биологических процессов.

Стремясь несколько восполнить этот пробел, мы из материалов двух советских экспедиционных рейсов в западной части зал. Аляска, характеризующих летний и следующий за ним зимний гидрологический сезоны, на «Первенце» в августе—сентябре 1960 г. и на СРТ-4454 в марте 1961 г. выбрали станции, выполненные как зимой, так и летом в близких, а иногда почти в одних и тех же точках шельфа и верхней части склона. Мы набрали восемь пар таких станций. Для каждой станции были вычислены величины вертикальной устойчивости ($E \cdot 10^8$): на шельфе — в слое от поверхности до дна (точнее до нижнего горизонта наблюдений), на материковом склоне — в слое от поверхности до 200 м. Результаты этих вычислений сведены в табл. 1.

Рассмотрение данных таблицы показывает, что во всех обследованных участках шельфа и верхней части материкового склона западной части зал. Аляска летом устойчивость верхней 100—200-метровой толщи вод велика, порядка 1000—2000 и более значений $E \cdot 10^8$. Это объясняется не столько летним прогревом поверхностного слоя воды, который едва превышал $10,7^\circ$ (да и то лишь на одном участке), сколько заметным опреснением поверхностного слоя. Зимой, когда опреснение не так велико, значения поверхностной солёности приближаются к почти постоянной солёности на глубине нижней границы конвекции или вблизи нее. Это обстоятельство в сочетании с тем, что температура всего охваченного конвекцией слоя выравнивается охлаждением сверху, и приводит к резкому понижению устойчивости и даже переходу ее к отрицательным значениям. Известно, что при понижении вертикальной устойчивости, выраженной в значениях $E \cdot 10^8$ примерно до 100 и менее единиц, начинается заметное вертикальное перемешивание слоев воды, которое тем интенсивнее, чем ниже значения устойчивости. Таким образом, в западной части зал. Аляска все шельфовые участки (соответствующие парам ст. № 4, 6, 8) и некоторые участки внешней границы шельфа (пара ст. № 5) являются ареной описываемого зимнего конвекционного перемешивания во всем исследованном слое. Не случайно, что все перечисленные участки входили в число тех, где зимой были обнаружены промысловые скопления донных и пелагических рыб.

Очень хорошим подтверждением нашего вывода о том, что в западной части зал. Аляска определяющее влияние на устойчивость водных слоев оказывает не температура, а солёность воды, служат значения устойчивости на границе между шельфом и склоном (пары ст. № 1, 7, 3). Летние значения устойчивости здесь везде примерно одинаковы — порядка 1100 ($E \cdot 10^8$). Зато зимние значительно (вдвое и вчетверо) отличаются одно от другого. На материковом склоне в некотором удалении от его верхней границы (пара ст. № 3), где на глубине 200 м наблюдает-

Таблица 1

Дата	№ станции	Координаты		Глубина наблюдений, м	Наблюдаемый слой, м	Температура воды на границах слоя (в ‰), град		Соленость воды на границах слоя		E · 10 ⁸
		с. ш.	з. д.			верхнего	нижнего	верхнего	нижнего	
Граница между шельфом и склоном к западу от о-ва Мидлтон										
8/IX	159	59°15'0	147°36'8	165	0—150	10,76	5,95	33,32	32,92	1153
19/III	47	58°55'7	147°32'0	174	0—150	5,80	5,72	32,48	32,70	123
Граница между шельфом и склоном к северу от банки Портлок										
8/IX	166	58°51'5	149°58'0	200	0—190	10,64	5,12	32,18	33,69	1236
8/III	44	58°56'0	149°32'0	222	0—200	5,00	5,84	32,07	32,63	172
Материковый склон к востоку от банки Портлок										
9/IX	175	57°38'6	149°34'5	800	0—200	10,80	5,22	32,47	33,87	1174
16/III	39	57°35'4	149°31'0	200	0—200	4,20	4,48	32,79	33,93	437
Банка Портлок										
Лето	168	58°27'2	151°00'4	70	0—65	9,24	6,58	31,36	32,39	2965
6/III	35	57°56'0	151°18'0	75	0—70	4,00	4,17	32,45	32,50	32
Граница между шельфом и склоном к востоку о-ва Чирикова										
8/IX	200	56°03'4	154°40'8	120	0—100	10,10	7,44	31,74	32,48	1920
14/III	30	55°48'1	156°00'0	209	0—100	3,80	4,01	32,57	32,66	—6
Шельф между о-вами Шумагина и о-вом Чирикова										
15/IX	209	55°27'4	156°51'0	95	0—75	9,84	7,90	31,35	32,32	2816
13/III	26	55°46'0	156°52'0	100	0—75	3,70	3,68	32,16	32,25	98
Граница между шельфом и склоном к юго-востоку от о-вов Шумагина										
15/IX	212	54°45'4	158°09'7	178	0—150	9,57	5,80	32,18	32,84	1081
11/III	16	55°00'0	158°24'2	155	0—150	3,70	5,13	32,23	32,92	262
Шельф к югу от о-ва Санак										
16/IX	218	54°02'7	162°48'5	80	0—75	9,76	5,64	31,89	32,65	1565
8/III	7	54°07'2	162°32'0	80	0—75	3,40	3,97	32,14	32,23	24

ся высокая океаническая соленость, поверхностные воды на 1,2—1,4‰ преснее вод на этой глубине, в силу чего даже зимой вертикальная устойчивость верхнего 200-метрового слоя продолжает оставаться довольно большой — 437 ($E \cdot 10^8$). Совсем другая картина наблюдается на материковом склоне вблизи верхней его границы: к юго-востоку от о-вов Шумагина (пара ст. № 7) и особенно к западу от о-ва Мидлтон (пара ст. № 1). Здесь на горизонте 150 м находится вода почти той же температуры, что и летом, но соленость ее значительно меньше той, которая наблюдается в более мористой части материкового склона на том же уровне. Последнее обстоятельство и обусловило превышение солености на глубине 150 м над поверхностной соленостью в паре ст. № 7 всего на 0,7‰, а в паре ст. № 1 и того меньше и привело к значениям устойчивости соответственно 262 и 123 ($E \cdot 10^8$).

Таким образом, чем больше соленость нижних слоев воды на шельфе и верхней части материкового склона зал. Аляска отличается от океанической (за счет влияния опреснения), тем ниже значения вертикальной устойчивости слоев воды и тем интенсивнее происходит вертикальный обмен вод.

ВОДНЫЕ МАССЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА АЛЯСКА

Как было неоднократно показано рядом авторов [12, 16, 23 и др.], воды Аляскинского течения, имеющие в районе своего зарождения (Тихоокеанский дрейф) свойства вторичных водных масс умеренных широт, по мере прохождения в зал. Аляска и, попадая в верхней своей части в условия сильного опреснения и зимнего охлаждения, постепенно преобразуются в водные массы субарктической структуры.

Субарктическая структура вод зал. Аляска характеризуется пониженной соленостью и значительным годовым ходом температуры.

Нас интересует в основном субарктическая структура вод зал. Аляска в его западной части, в районе, прилегающем к материковому склону.

Конкретные термohалинные характеристики этой структуры могут быть установлены по материалам советских исследований в заливе за последние годы.

Для выяснения особенностей зимней модификации субарктической структуры вод зал. Аляска нами были использованы материалы наблюдений на «Орлике» в конце декабря 1961 г. — в начале января 1962 г.

На рис. 12 показаны две t, S -кривые станций, выполненных на «Орлике» на материковом склоне.

Обе t, S -кривые совершенно однотипны, что свидетельствует об одной и той же структуре вод в обоих участках залива: левая «опущенная вниз» ветвь каждой из t, S -кривых соответствует зимнему охлаждению верхнего примерно 150-метрового слоя, средняя часть каждой из t, S -кривых соответствует термическому ядру Аляскинского течения, и, наконец, их правые «опущенные вниз» ветви обозначают плавное понижение температуры и повышение солености с глубиной, характерное для всей толщи воды ниже термического ядра течения.

Правда, обе t, S -кривые имеют также и существенные различия, наглядно иллюстрирующие уже описанное нами выше различие теплосодержания вод в разных районах залива по пути Аляскинского течения: вся кривая района вершины залива (а) расположена на более высоком диапазоне шкалы температуры, чем кривая Приуникамского района (б); кривая а имеет плоский пик в отличие от острого пика кривой б, что

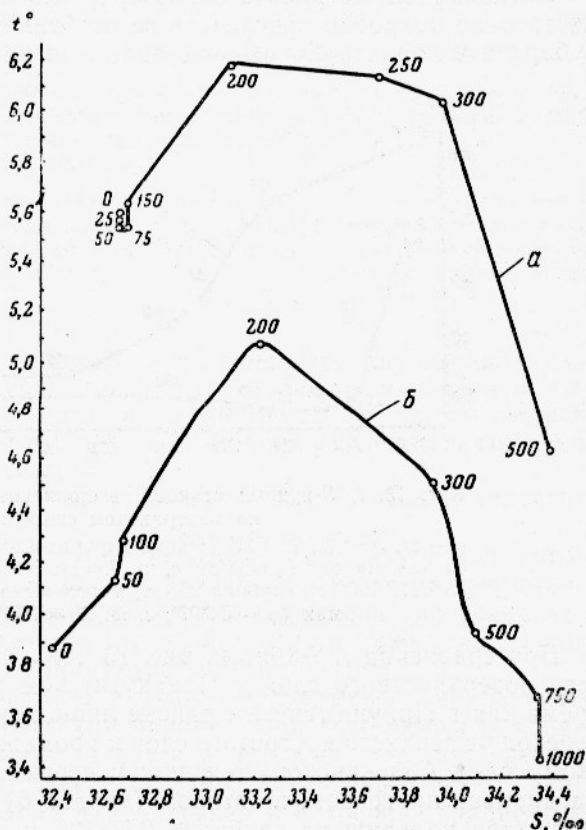


Рис. 12. t, S -кривые станций, выполненных на «Орлике» на материковом склоне:

а — ст. № 16, 5/1 1962 г., глубина 555 м, близ о-ва Каяк ($\varphi=59^{\circ}29'$ с. ш., $\lambda=144^{\circ}50'$ з. д.); б — ст. № 3, 31/XII 1961 г., глубина 1000 м, в районе, прилегающем к проливу Уникам ($\varphi=53^{\circ}56'$ с. ш., $\lambda=161^{\circ}47'$ з. д.).

соответствует значительному сужению живого сечения термического ядра течения на его пути от вершины залива до пролива Уникак.

Но главное состоит в том, что зимой для западной части залива в зоне Аляскинского течения характерна трехслойная структура вод: наличие, кроме поверхностной водной массы, подверженной зимнему охлаждению, еще двух водных масс — промежуточной, соответствующей термическому ядру Аляскинского течения, и глубинной ниже этого ядра.

Экспедиционные работы на «Первенце» в августе 1960 г. позволили достаточно подробно проследить за особенностями летней модификации субарктической структуры вод зал. Аляска (рис. 13).

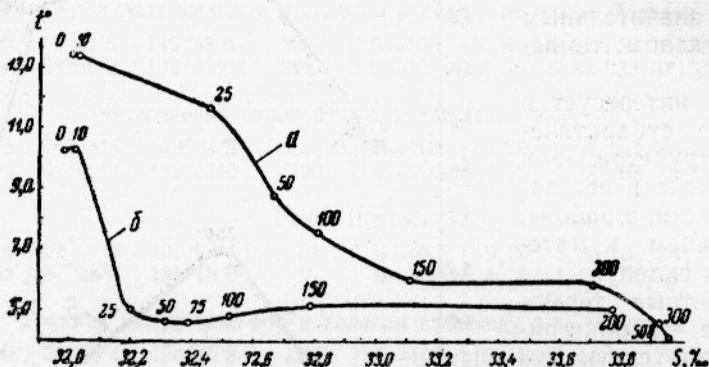


Рис. 13. t, S -кривые станций, выполненных на «Первенце» на материковом склоне:

a — ст. № 132, 29/VIII 1960 г., глубина 1800 м, в районе к югу от зал. Якутат ($\varphi=58^{\circ}30'$ с. ш., $\lambda=140^{\circ}09'$ з. д.); b — ст. № 100 15/VIII 1960 г., глубина 220 м, к юго-востоку от пролива Уникак ($\varphi=54^{\circ}07'$, с. ш., $\lambda=162^{\circ}40'$ з. д.).

При сравнении t, S -кривых рис. 13 обнаруживается, что летний прогрев поверхностного слоя в Приякутатском районе — свыше 13° , в то время как в Приуникакском районе лишь немногим более 10° ; различен переход от верхнего прогретого слоя к промежуточному слою — термическому ядру Аляскинского течения: в первом случае (кривая a) он замаскирован прогревом, во втором (кривая b) выступает довольно четко благодаря наличию на глубинах 25—125 м холодного промежуточного слоя; наконец, различна и величина максимальной температуры в термическом ядре Аляскинского течения: 6° к югу от зал. Якутат и $5,2^{\circ}$ в Приуникакском районе (значения близкие к средним величинам, приведенным нами для этих районов на рис. 9).

Но так же как и для t, S -кривых, построенных по зимним наблюдениям, нас здесь, прежде всего, интересуют черты сходства летних t, S -кривых. Основное их сходство опять-таки состоит в трехслойной структуре вод: поверхностная водная масса, отражающая в данном случае летний прогрев*, промежуточная водная масса — термическое ядро Аляскинского течения, а также глубинная водная масса, расположенная ниже промежуточной и прослеженная в данном случае лишь по материалам ст. № 132 (кривая a), выполненной в районе достаточных для этого глубин. Обобщенные сведения о водных массах западной части зал. Аляска над материковым склоном в районе прохождения термического ядра Аляскинского течения приведены в табл. 2.

В зоне Аляскинского течения за пределами прохождения его ядра воды промежуточного слоя сначала лишь слегка намечаются на кривых вертикального распределения температуры в виде небольшого ее повы-

* А также большую (кривая a) и меньшую (кривая b) степень уничтожения следов зимнего охлаждения.

Таблица 2

Водные массы	Глубины распространения, м	Температура, град	Соленость, ‰
Поверхностные	0—150	Зимой 4—5*, летом прогрев поверхностного слоя и понижение с глубиной от 13 до 5 или от 10 до 5*	32—32,8*
Промежуточные (термическое ядро течения)	75—350	Повышение с глубиной до 5—6,5*, затем понижение (летом замаскировано сверху прогревом поверхностных вод)	Резкое повышение с глубиной примерно до 33,9
Глубинные	200—3000	Постепенное понижение с глубиной примерно до 3 на 1000 м и до 1,5 на 3000 м	Постепенное повышение с глубиной примерно до 34,4 на 1000 м и до 34,7 на 3000 м

* В зависимости от района.

шения с глубиной, а затем структура вод становится двухслойной: поверхностные воды, подверженные заметным сезонным изменениям характеристик, постепенно переходят в глубинные воды, отличающиеся плавным изменением характеристик по глубине, причем практически не меняющимся от сезона к сезону.

То же наблюдается и в центральной части зал. Аляска в халистатической зоне.

В районах шельфа западной части зал. Аляска структура вод, которые могут быть названы водной массой Аляскинского мелководья, однослойная. Вся толща вод этих районов сильно опреснена (особенно летом), а зимой сильно охлаждается (до 3°, а иногда и ниже), летом поверхностный слой значительно прогревается (до 13—15°).

Существенным обстоятельством является непрерывное пополнение этой водной массы в Приунимакском районе берингоморскими водами, входящими через восточные Алеутские проливы. Это пополнение, значительное при устойчивых северо-западных и северных ветрах, сказывается вплоть до о-вов Шумагина, вызывая обострение градиентов всех гидрологических и гидрохимических характеристик на вторичном фронтальном разделе между водной массой Аляскинского мелководья и водами термического ядра Аляскинского течения.

В заключение приведем некоторые общие соображения об особенностях гидрологического режима района материкового склона западной части зал. Аляска.

Экспедиция на «В. Скоресби» в Юго-Восточной части Атлантики в 1950 г. установила, что средняя скорость течения Игольного мыса в поверхностном слое (2 узла) над материковым склоном на значительном протяжении увеличивается до 4—5 узлов [3]. Незадолго до этого (в 1945 г.) А. Килеричем на основании исследований в Гренландском море (в районе между 79—75° с. ш.) отмечены максимальные скорости Восточно-Гренландского течения в поверхностном слое над наиболее крутыми участками материкового склона [21]. Еще в 1938 г. Р. Карстенсен, а также другие более ранние исследователи Гренландского моря отмечали, что стрежень Восточно-Гренландского течения проходит над материковым склоном [14].

Советский ученый Я. Я. Гаккель [2] показал, что в районе материкового склона Северного Ледовитого океана под влиянием неровностей дна происходит усиление перемешивания воды (на что частично затрачивается энергия приливов), а это означает, что тепло, содержащееся в

глубинных атлантических водах, более интенсивно, чем в других местах, выносятся на поверхность и отдается в атмосферу. Постоянный «подогрев» атмосферы в районе материкового склона Северного Ледовитого океана в свою очередь обуславливает наличие квазистационарной ложбины, вдоль которой преимущественно движутся циклоны. Я. Я. Гаккель подчеркивает, что «...смешением холодных и теплых вод в зоне материкового склона должны создаваться благоприятные условия для развития планктона и в свою очередь для нектона и бентоса» и показывает, что эти условия действительно имеют место, и что зону материкового склона Северного Ледовитого океана следует рассматривать как биотоп.

Все сказанное в отношении особенностей материкового склона в разных частях Мирового океана относится также и к материковому склону зал. Аляска.

Большая крутизна материкового склона зал. Аляска и его сложная изрезанность каньонами особенно заметно сказывается на усилении турбулентного перемешивания вод. При этом, поскольку теплое Аляскинское течение занимает всю толщу вод от поверхности до значительных глубин, создаются особенно благоприятные условия для постоянного подогрева атмосферы за счет тепла, выносимого на поверхность воды от термического ядра этого течения. По-видимому, именно здесь следует искать причину того, что Алеутская депрессия выражена ярче и устойчивее, чем многие другие квазистационарные области пониженного давления атмосферы. Опираясь на это предположение, можно легко объяснить повышенную циклоничность всего района материкового склона западной части зал. Аляска от Алеутских о-вов до Якутата, неоднократно отмечавшуюся во время плаваний и экспедиционных исследований в заливе.

Дело в том, что, двигаясь с юго-запада на северо-восток вдоль материкового склона, циклоны получают дополнительную энергию для своего развития в виде тепла Аляскинского течения. Но так как к району зал. Якутат — о-в Каяк Аляскинское течение подходит в направлении, почти перпендикулярном оси Алеутской ложбины (с юго-востока), циклоны, доходя до этого района, лишаются дополнительной энергии развития от теплового течения. Встретив к тому же на своем пути возвышенное побережье Аляски, циклоны резко замедляют продвижение, начинают медленно кружить в одном районе, постепенно заполняясь. Вот почему район между о-вом Каяк и зал. Якутат известен морякам как своеобразное «кладбище циклонов».

Напомним, что с материковым склоном связано Аляскинское теплое течение, термическое ядро которого проходит в основном на уровне верхней части склона и его границы с шельфом и вблизи этой границы, к югу от нее. Максимальные скорости Аляскинского течения (его динамическая ось) также приурочены к материковому склону. Наконец, по большей части границы шельфа и материкового склона зал. Аляска проходит фронтальный раздел между водной массой Аляскинского мелководья и водами Аляскинского течения на уровне этой границы, т. е. водами термического ядра этого течения. Волнообразные изгибы фронтального раздела приводят к образованию вторичных антициклонических и циклонических круговоротов в потоке Аляскинского течения, создающих усиленное вертикальное перемешивание вод и непрерывное перераспределение слоев воды, обогащенной кислородом и биогенными веществами.

Из изложенного следует, что материковый склон является своеобразной физико-географической зоной зал. Аляска, характеризующейся совершенно особыми условиями в атмосфере, гидросфере и в биосфере.

Изучение своеобразия природных условий зоны материкового склона зал. Аляска еще только начато. Его необходимо продолжить и расши-

рять в ходе дальнейших работ советских комплексных научно-промысловых экспедиций в северо-восточной части Тихого океана.

ВЫВОДЫ

1. Границе шельфа и материкового склона западной части зал. Аляска соответствует вторичный фронтальный раздел в гидросфере, вдоль которого в потоке Аляскинского течения имеет место ряд круговоротов антициклонического и циклонического характера.

2. Термическое ядро Аляскинского течения в каждом данном месте относительно стабильно во времени, но его теплосодержание уменьшается по мере продвижения течения таким образом, что максимальная температура в ядре на одном сечении всегда отличается от максимальной температуры на другом сечении в среднем на одну и ту же величину. Определен темп убывания максимальной температуры в термическом ядре Аляскинского течения по мере его следования в заливе: $0,1^{\circ}$ в среднем на каждые 50—60 миль пути, проходимого течением.

3. Воды термического ядра Аляскинского течения на значительном протяжении являются придонными водами нижней части шельфа и верхней части материкового склона западной части зал. Аляска, т. е. средой обитания придонных рыб этой части залива.

4. Водная толща западной части зал. Аляска над материковым склоном имеет трехслойную структуру: поверхностные воды (подверженные сезонным изменениям характеристик), промежуточные воды — термическое ядро Аляскинского течения и глубинные воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баталин А. М. Вопросы меандрирования Куроисио. Океанология. Т. 1. Вып. 6, 1961.
2. Гаккель Я. Я. Материковый склон как географическая зона Северного Ледовитого океана. Изв. Всесоюз. географ. об-ва. Т. 89. Вып. 6, 1957.
3. Евгенов Н. И. Морские течения. М., 1953.
4. Иванов Б. Г. Скопления креветок в западной части Аляскинского залива. «Рыбное хозяйство» № 1, 1962.
5. Любимова Т. Г. О морском окуне залива Аляска. «Рыбное хозяйство» № 9, 1961.
6. Любимова Т. Г. Основные черты биологии и распределения морского окуня *Sebastes alutus* (Gilbert) в заливе Аляска. Тр. ВНИРО—ТИНРО. Т. 49. Вып. 1, 1962.
7. Морской атлас. Т. II, М., 1953.
8. Муромцев А. С. Основные черты гидрологии Тихого океана. Гидрометеориздат, Л., 1958.
9. Натаров В. В. О водных массах и течениях Берингова моря. Труды ВНИРО—ТИНРО. Т. 49. Вып. 1, 1962.
10. Плахотник А. Ф. Гидрология северо-восточной части Тихого океана (обзор литературных источников). Тр. ВНИРО. Т. 46. Вып. 1, М., Пищепромиздат, 1962.
11. Федосов М. В. и Давидович Р. Л. Некоторые особенности гидрохимического режима Берингова моря. Тр. ВНИРО—ТИНРО. Т. 49. Вып. 1, 1962.
12. Ширей Е. А. Гидрологические условия северо-восточной части Тихого океана в осенне-зимний период 1958—1959 г. Тр. Института океанологии АН СССР. Т. 45, 1961.
13. Bennett E. B. Some oceanographic features of the Northeast Pacific Ocean during August 1955. Journ. Fish. Res. Bd. of Canada. Vol. 16, No. 5, 1959.
14. Carstensen E. Fremsettelse af et dynamisktopografisk Korh over Ostgrön landsstrømmen mellem 74° og 79° N. Br. paa Grundlang af hidtidig giorte Under-søgelsler; disse Egne. Geografisk Tidsskrift, Bd. 41, Halbd. I, København, 1938.
15. Doe L. A. Offshore waters of the Canadian Pacific coast. Fish. Res. Bd. of Canada. Vol. 12, No 1, 1955.
16. Fleming R. H. Review of the oceanography of the Northern Pacific. «Internat. North. Pacific Fish. Commission Bull.». No 2, Vancouver, 1955.

17. Fleming R. H. Notes concerning the halocline in the Northeastern Pacific ocean. «Journ. Mar. Res.». Vol. 17, 1958.
 18. Goodman J. and Thompson T. Characteristics of the waters in sections from Dutch Harbor. Univ. Wash. Public. in Oceanogr. Vol. 3, No 3, 1940.
 19. Igelsrud J., Robinson R. and Thompson T. The distribution of phosphates in the Sea water of the Northeast Pacific. Univ. Wash. Public. in Oceanogr. Vol. 3, No 1, 1936.
 20. Jacobs W. The energy exchange between sea and atmosphere and some of its consequences. «Bull. of the Scripps Inst. Oceanogr.». Vol. 6, No 2, 1951.
 21. Kiilerich A. On the hydrography of the Greenland Sea. Meddelelser om Grönland. Bd. 144, H. 2, 1945.
 22. Robinson M. K. Sea temperature in the Gulf of Alaska and in the Northeast Pacific Ocean. 1941—1952. «Bull. of the Scripps Inst. Oceanogr.» Vol. 7, No 1, 1957.
 23. Sverdrup H. U., Johnson M. W. and Fleming R. H. The Ocean their physics, chemistry and general biology, 1942.
 24. Thompson T. and oth. Hydrographic sections and calculated currents in the Gulf of Alaska, 1929. «Report Internat. Fish. Comm.» No 10, 1936.
 25. Tully J. and Barber F. An estuarine analogy in the Sub-Arctic Pacific Ocean. «Journ. Fish. Res. Bd. of Canada». Vol. 17, No 1, 1960.
-