

551.465(268.3)

О ДИНАМИКЕ ВОД ФАРЕРО-ИСЛАНДСКОГО ПОРОГА**М. А. Богданов**

В конце мая и первой половине июня 1960 г. в районе Фареро-Исландского порога была проведена международная экспедиция, целью которой было исследование водообмена между Атлантикой и Норвежским морем. В экспедиции принимали участие девять кораблей от разных стран. Чтобы детально изучить структуру водных масс Фареро-Исландского порога, в течение короткого промежутка времени были проведены три синхронные гидрологические съемки, каждая из которых длилась не более трех дней. В истории океанологических исследований это первый случай, когда такой обширный район покрывается густой сеткой гидрологических станций. И ранее было известно о наличии в области порога двух основных, контрастных по своим физико-химическим характеристикам, водных масс — вод полярного происхождения (Восточно-Исландское течение) и атлантических (Северо-Атлантическое течение). На основе качественного анализа отдельных, как правило, разрозненных во времени наблюдений над температурой и соленостью была принята схема постоянных течений, упрощенно уподобляемая схеме двух противоположно направленных потоков (Алексеев и Истошин, 1960). Из такого представления о динамике вод в проливе исходили ряд исследователей, обращавшихся к вопросам водообмена (а также тепло- и солеобмена) Атлантики с Норвежским морем (Зайцев, 1960; Максимов, 1962; Тимофеев, 1944). При расчетах на разрезе Фареры-Исландия основывались на перпендикулярности расчетного сечения к устойчивым потокам.

Наши исследования, хотя и относятся только к летнему сезону, но в наибольшей степени удовлетворяют одному из основных требований применения динамического метода расчетов — синхронности наблюдений.

Динамическая карта течений (рис. 1), построенная от расчетной поверхности 700 дбар, показала картину, отличную от общепринятой (Богданов и др., 1964). В течение всех трех съемок (20 дней) сохранялись основные особенности распределения водных потоков. Основная закономерность полученной схемы течений — четко выраженная тенденция к общему переносу контрастирующих, генетически отличных вод

вдоль порога, с запада-северо-запада на восток-юго-восток. Над порогом происходит интенсивное перемешивание вод полярного и атлантического происхождения, т. е. отмечается зона так называемого полярного гидрологического фронта. Такова общая схема, полученная косвенным путем. Для подтверждения полученной схемы мы обратились к биологическим факторам, в частности к распределению планктона в весенне-летний период. Планктон — один из важнейших индикаторов водных масс и с успехом может быть использован в качестве

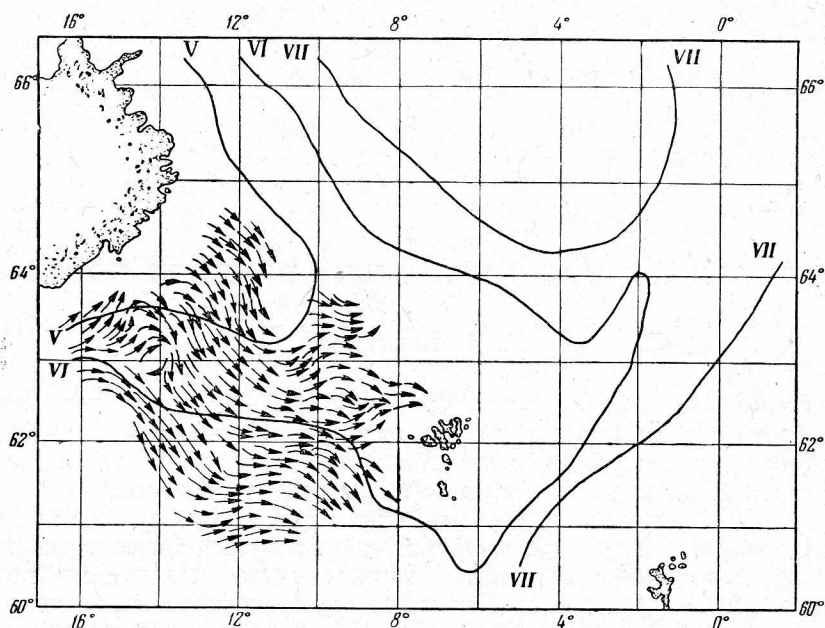


Рис. 1. Схема течений, полученная по данным динамических расчетов в июне 1960 г., и распределение неритических форм планктона (Римскими цифрами показаны изолинии распределения планктона по месяцам).

аргумента при доказательстве той или иной схемы их переноса. Примером такого удачного использования планктона в обосновании схемы постоянных течений в Норвежском море явилась работа Е. Павштикс (1956). При анализе планктона, как индикатора течений, мы использовали интересные данные, собранные Л. Грузовым. При этом рассматривали закономерности сезонного распределения основных неритических форм планктона (*Temora langicornis*, *Evadne nordmanni*, *Podon leuckarti*).

На карте (см. рис. 1) видно, что с развитием весны распространение неритических форм планктона начинается у берегов Исландии и продвигается с течением времени в сторону Фарерских о-вов и далее к северу. Дополнительно в виде стрелок нанесены результаты динамической обработки элементов течений, линии токов полностью соответствуют контурам месячных ареалов распространения неритических форм планктона. Так как планктон сам не способен передвигаться на такие значительные расстояния за сравнительно короткие отрезки времени, то, следовательно, его переносят морские течения. Таким образом, преимущество полученной схемы перед общепринятой то, что она объясняет столь же убедительно распространение неритических форм планктона, как и последние косвенно подтверждают правильность ее.

Полученная схема течений, вероятно, характерна для теплого периода года. В этом нас убеждают два фактора: 1) синоптическая ситуация над районом не была аномальной; 2) в опорной карте распределения планктона (по Грузову) использовались материалы наблюдений разных по своим температурным условиям лет (в Норвежском море) как более теплых — 1959, 1960, так и ниже нормы — 1958, 1961 гг.

В области порога под влиянием взаимодействия контрастных водных масс происходит интенсивное перемешивание как горизонтальное, так и вертикальное. Как всякий район полярного фронта, эта область должна характеризоваться широко распространенной системой разномасштабных завихрений. Последние связаны как с различной степенью интенсивности тех или иных соприкасающихся ответвлений вод с различными характеристиками, так и с чрезвычайной сложностью подводной топографии района, разномасштабной расчлененностью рельефа дна. На динамической карте из-за ряда условностей методики приведения данных к некоторой условной средней глубине многие детали, по-видимому, нивелировались. Поэтому для подтверждения выводов о сложности динамики вод над порогом мы обратились к рассмотрению теплосодержания слоя 0—200 м по всей исследуемой акватории.

Теплосодержание Q слоя 0—200 м может быть выражено в рассматриваемый момент времени t посредством интеграла:

$$Q_t = \int_0^H \rho \delta T(z) dz,$$

где ρ — плотность морской воды, δ — удельная теплоемкость (произведение $\rho\delta$ можно принять равным 1), T — температура на глубине z м, dz — толщина элементарного слоя. Если отнести все расчеты к столбу воды сечением 1 см², то теплосодержание выразится в кал/см².

Обращением к расчету теплосодержания слоя 0—200 м мы избежали тех локальных различий, которые могут возникнуть в период инсоляционного прогрева в зависимости от местных особенностей — характера облачности, волнения в поверхностных слоях моря. Расчеты теплосодержания позволяют выявить характер изменений и косвенно — изменений интенсивности течений (адвективного переноса тепла), а также изменчивости границ между течениями, т. е. между различными водными массами.

Каждая отдельная съемка квазисинхронна, но все же сдвиг во времени выполнения крайних восточных станций составляет около трех дней. Чтобы свести возможные погрешности расчета к минимуму, мы попытались привести данные наблюдений каждой съемки к одному моменту времени. Поскольку мы имели вычисленное теплосодержание на каждой станции (для каждой из трех съемок), мы легко рассчитали скорость изменения теплосодержания от съемки к съемке, исходя из предположения равномерного, однонаправленного его хода. Зная скорость изменения теплосодержания на каждой станции, можно привести данные наблюдений любой съемки к одному часу, снивелировав таким образом разницу во времени наблюдений. Все данные первой съемки были приведены к часу выполнения последних станций (к 00 часам 3/VI по Гринвичу); второй съемки — к часу начала и конца съемки (06 часам 6/VI и 00 часам 9/VI); данные третьей съемки к часу начала съемки (00 часам 14/VI). Таким образом, были получены величины теплосодержания, приведенные для каждой съемки к одному времени. Наблюденные и приведенные к одному часу абсолютные значения теп-

теплосодержания на исследуемой акватории несколько различались. Максимальные расхождения наблюдались в восточной части района, что объясняется наибольшей разницей во времени выполнения этих наблюдений. Общее направление изолиний теплосодержания оказалось близким к ЗСВ — ВЮВ, за исключением центральной, наиболее мелководной части Фареро-Исландского порога, где они имеют менее определенный и более сложный характер. Отмеченная закономерность четко выявляется во всех трех съемках и подтверждает высказанные нами положения об общем характере динамических линий в исследуемом

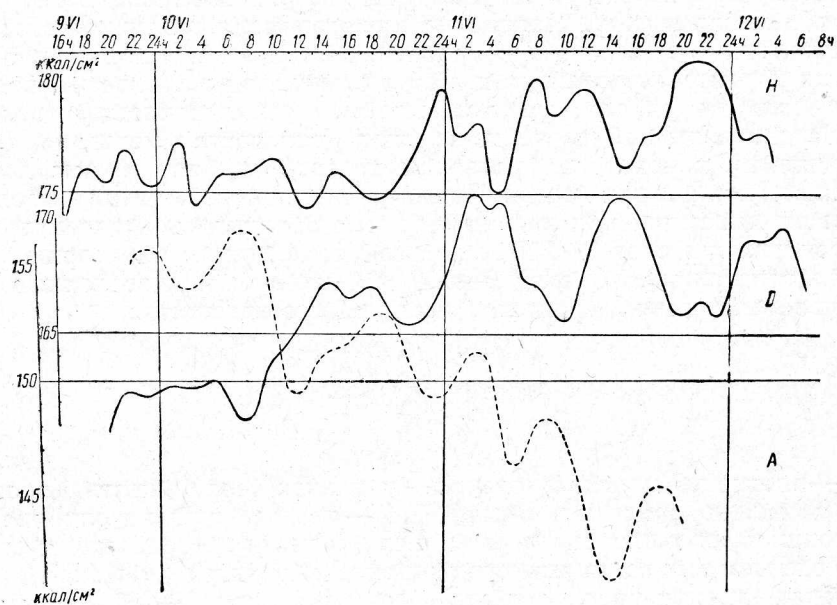


Рис. 2. Изменение теплосодержания на двухсуточных станциях А, D, Н.

районе. При приведении данных к одному часу исходили из предположения, что теплосодержание равномерно увеличивается или уменьшается между съемками. На самом деле процесс изменения теплосодержания имеет более сложный характер, что видно из представленного хода изменений Q на трех приведенных двухсуточных станциях, выполненных в разных местах исследуемого района в период между съемками (рис. 2). Станции выполнены в следующих точках: — ст. А — $63^{\circ}50'$ с. ш. $9^{\circ}00'$ з. д.; ст. D — $63^{\circ}27'$ с. ш. $8^{\circ}03'$ з. д.; ст. H — $62^{\circ}53'$ с. ш. $11^{\circ}46'$ з. д.

На станциях D и H видна тенденция увеличения теплосодержания, на станции А — уменьшения теплосодержания. При общем ходе увеличения или уменьшения теплосодержания заметны короткопериодные (полусуточные) флуктуации теплозапаса в слое 0—200 м.

При интерполяции данных, полученных на одной и той же станции, но на разных съемках, короткопериодные изменения не учитывались.

Для анализа изменений теплосодержания основные изолинии (160, 170, 175, 180 ккал/см²) наносили на одну карту и сравнивали их положение (рис. 3).

Изолинии теплосодержания в основном направлены вдоль порога. С каждой последующей съемкой, сделанными с интервалами в 3—

5 дней, линии продвигались к северу, хотя в отдельных случаях были и отклонения в других направлениях. Продвижение изолиний к северу можно объяснить усилением влияния адвективных факторов, т.е. более интенсивным втоком атлантических вод. В северной части района, в основном на вершине порога — более сложный ход изолиний. Характерно, что за сравнительно короткие промежутки времени в пространственном распределении теплосодержания наблюдаются заметные и неправильные смещения. Очевидно, они находятся в прямой связи с короткопериодной изменчивостью границ между контрастирующими водными массами и сопутствующими перемещениями мелкомасштабных турбулентных вихрей.

Интересна количественная оценка короткопериодных флуктуаций теплосодержания вод (слоя 0—200 м) в районе Фареро-Исландского порога. Для каждой съемки рассчитывали теплосодержание в центральном квадрате района исследований с координатами 10—14° з. д. и 62—64° с. ш. Теплосодержание для слоя 0—200 м при первой съемке составляло 7 669 346 ккал, при второй — 7 770 143 ккал и для третьей — 7 854 111 ккал. Расчеты вели путем планиметрирования. Таким образом, наблюдалось непрерывное увеличение теплозапаса вод. Поскольку в этом квадрате находятся воды, различные по своим температурным характеристикам, то отмеченные изменения теплозапаса вод в известной степени характеризуют общую тенденцию увеличения их теплосодержания. По рассмотренным короткопериодным смещениям изолиний теплосодержания можно судить о преимущественном влиянии внутриводного перераспределения тепла в исследуемом районе. До сих пор не было возможности оценить вопрос о влиянии адвекции тепла на формирование температурного режима вод путем постановки непосредственных наблюдений над течениями, а также над горизонтальными градиентами температуры воды в различных слоях. Двухсуточные станции *A*, *D*, *H* (см. рис. 3) оказались вполне репрезентативными для косвенного расчета адвекции тепла. Станция *A* находится в сфере влияния вод полярного происхождения, в то время как *H* и *D* — в более теплых водах атлантического происхождения. Характерно, что на станциях, находящихся в различных водных массах, ход изменения теплозапаса вод разнонаправлен: в теплых водах наблюдается тенденция увеличения теплосодержания, а в водах холодных — уменьшения. Эта закономерность свидетельствует о тесной сопряженности теплых и холодных потоков, она отмечается и в других районах Северной Атлантики, включая Норвежско-Гренландский бассейн, и является общей закономерностью для обширной северо-атлантической системы генетически разнородных вод (Березкин, 1939; Елизаров, 1962; Солянкин, 1960).

Нами сделана попытка подсчитать среднюю скорость изменения теплосодержания за период между первой и второй съемками на трех двухсуточных станциях в слое 0—200 м. На станции *A* за 48 ч теплозапас уменьшался от 155 до 142 ккал, на станциях *H* и *D* за 60 ч теплозапас увеличился соответственно от 173 до 179 ккал/см² в первом случае и от 159 до 169 ккал/см² во втором. Таким образом, на станции *A* отмечалось уменьшение теплосодержания со средней скоростью 0,27 ккал/см² в час, а на станциях *H* и *D* — увеличение теплосодержания со средней скоростью соответственно 0,10 ккал/см² и 0,17 ккал/см² в час.

Сравнение фактической скорости изменения теплозапаса со средней для данного района океана в личиной поступления к поверхности суммарной солнечной радиации, равной в рассматриваемый период примерно 0,017 ккал/см² в час (Будыко, 1955), свидетельствует прежде

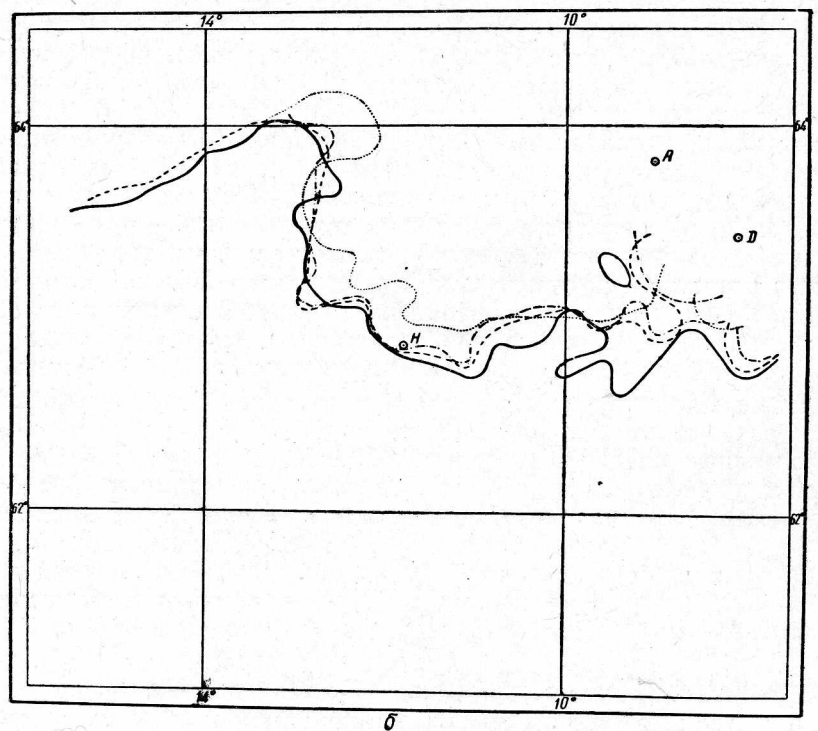
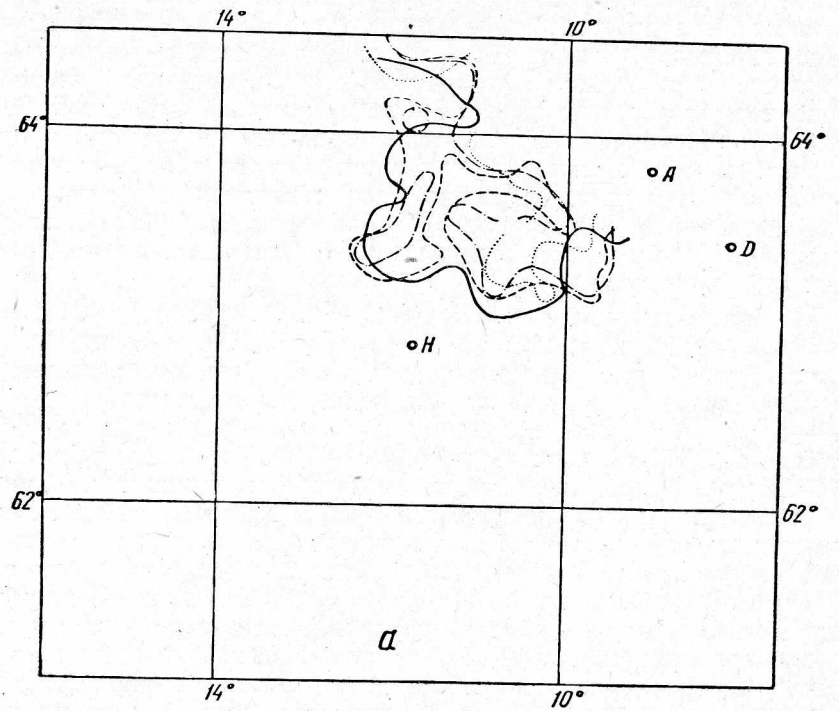
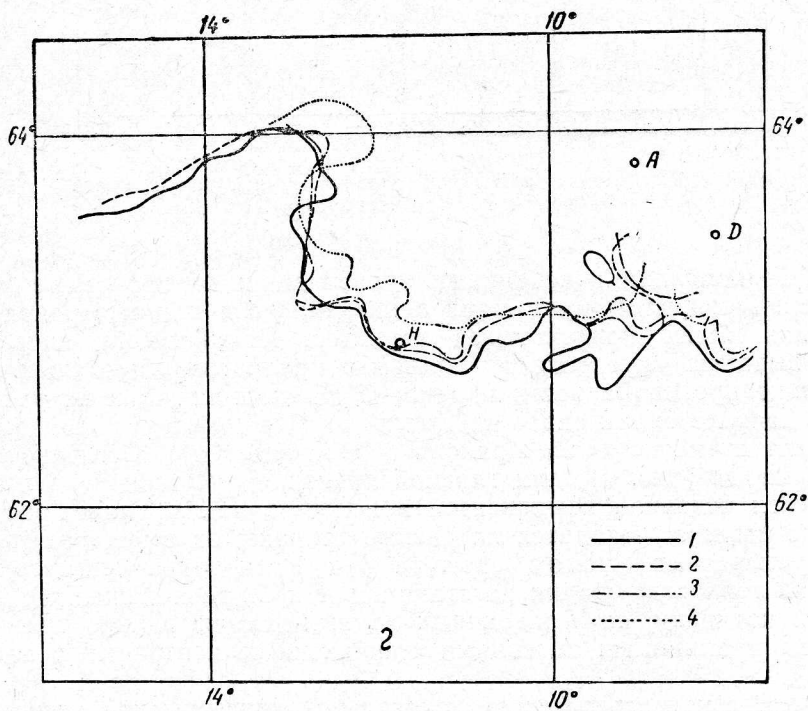
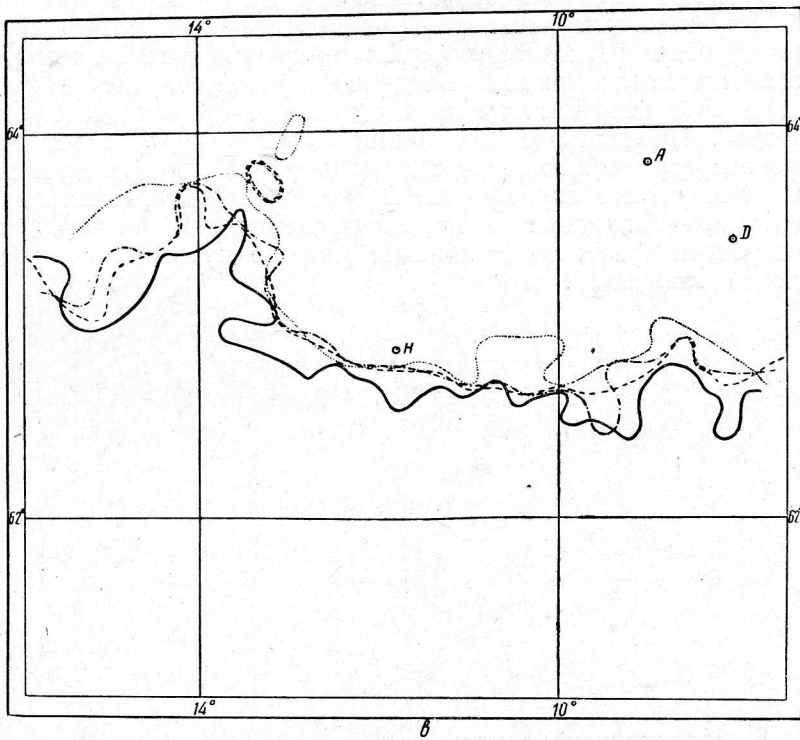


Рис. 3. Карты положения изолиний теплосодержания (а — 160, б — 170, 1 — 00 часов 3/VI 1960 г.; 2 — 06 часов



σ — 175, ε — 180 ккал/см²), приведенные к одному времени для каждой съемки:
 1 — 00 часов 6/VI 1960 г.; 2 — 00 часов 9/VI 1960 г.; 3 — 00 часов 14/VI 1960 г.

всего о решающем вкладе адвективного переноса тепла течениями при формировании температурного режима вод этого района. Необходимо иметь в виду, что с фактическим (суммарным) изменением теплосодержания сопоставляется только величина притока лучистой энергии солнца, а не результирующая величина теплового взаимодействия моря с атмосферой. Последняя представляет собой изменение теплосодержания некоторого поверхностного слоя моря в единицу времени за счет обмена энергии с атмосферой. В численном выражении она значительно меньше исходной величины инсоляции. В расчетах адвективного переноса тепла сопоставление должно производиться именно с балансовой величиной.

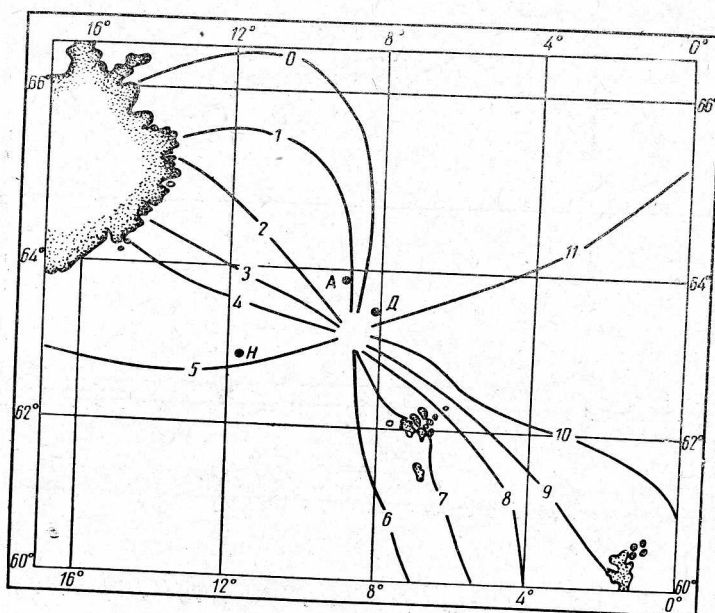


Рис. 4. Положение котидалей главной лунной полусуточной волны M_2 (по Некрасову).

Наблюдения над колебаниями уровня моря на побережье и над течениями в открытой части моря показали, что приливы в районе исследования имеют полусуточный характер. По-видимому, колебания уровня вызваны внутренними волнами приливного происхождения. Объяснение противофазности изменений на станциях H и D , расположенных на расстоянии около 110 миль друг от друга в одной водной массе, дает схема котидалей района (Некрасов, 1961). Согласно котидальной карты (рис. 4), для главной лунной полусуточной волны M_2 , являющейся основной компонентой в полусуточном приливе, рассматриваемые станции находятся по разные стороны от амфидромической точки примерно со сдвигом фазы на 6 ч. Разнонаправленность хода колебаний теплосодержания на станциях A и D , расположенных почти на одной котидали, но в различных водных массах, можно связать с усилением приливными течениями сопряженных контрастных водных потоков.

Все это свидетельствует о значительной динамической активности вод исследуемого района, следствием чего является сложный и изменчивый характер теплосодержания слоя 0—200 м.

ВЫВОДЫ

1. Схема течений, представленная на основе косвенных расчетов, подтверждается характером распределения планктона. Можно полагать, что эта схема характерна для весенне-летнего периода.

2. Адвективный перенос тепла — решающий фактор формирования температурного режима вод района.

3. Короткопериодные, близкие к полусуточным, изменения теплозапаса слоя 0—200 м связаны с внутренними волнами приливного происхождения.

4. Одновременное изменение теплосодержания, происходящее в различных водных массах в противоположных фазах говорит о сопряженности Северо-Атлантического и Восточно-Исландского течений.

5. Распределение теплосодержания в слое 0—200 м весьма сложно из-за турбулентной природы течений и короткопериодной изменчивости границ между водными массами (особенно в мелководной части порога).

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А. П. и Истошин Б. В. Некоторые результаты океанографических исследований в Норвежском и Гренландском морях. Советские рыбохозяйственные исследования в морях Европейского Севера. ВНИРО—ПИНРО. 1960.

Березкин В. А. Гренландское море и Полярный бассейн. Тр. первой высокоширотной экспедиции на «Садко» в 1935 г. Т. 1. Вып. 1, 1939.

Богданов М. А., Зайцев Г. Н., Потайчук С. И. Динамика водных масс в районе Фареро-Исландского пролива. Тр. Океанографической комиссии. Сборник «Океанологические исследования в Атлантическом океане». М., 1964.

Будыко М. И. Атлас теплового баланса (редактор). Гидрометеиздат, 1955.

Елизаров А. А. О межгодовых колебаниях интенсивности Лабрадорского и Западно-Гренландского течений и о возможности прогноза температурных условий в промысловых районах северо-запада Атлантического океана. «Океанология». Т. II. Вып. 5, 1962.

Зайцев Г. Н. Тепловой баланс Норвежского и Гренландского морей и факторы его обуславливающие. Советские рыбохозяйственные исследования в морях Европейского Севера. ВНИРО—ПИНРО. М., 1960.

Максимов И. В. Вековая солнечная деятельность и Северо-Атлантическое течение. «Океанология» № 2, 1962.

Некрасов А. В. Предварительные карты главной полусуточной и главной суточной волн прилива в Норвежском и Гренландском морях. Исследования северной части Атлантического океана. Сб. I. Л., 1961.

Павштикс Е. А. Сезонные изменения в планктоне и кормовые миграции сельди. Тр. ПИНРО. Вып. 57, 1956.

Солянкин Е. В. О динамике вод Датского пролива. Информ. сб. ВНИРО № 8, 1960.

Тимофеев В. Т. Водные массы Норвежского и Гренландского морей и их динамика. Тр. АНИИ. Т. 183. Изд. ГУСМП, 1944.