

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ НОРВЕЖСКОГО, ГРЕНЛАНДСКОГО и БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ

С. И. ПОТАЙЧУК

Важнейшей проблемой промысловой океанографии в настоящее время является изучение изменений режима вод, регулирующих условия размножения организмов.

До сих пор наблюдения за различными элементами режима моря и его изменениями проводили главным образом методом съемок. При этом размеры исследуемой акватории, объем и характер экспедиционных работ определялись часто не общим планом изучения океана или какого-либо его района, а отдельными задачами. Для выявления многолетних изменений режима вод, регулирующих условия размножения морских организмов, проведение таких наблюдений нецелесообразно. Поэтому мы решили определить закономерности колебаний режима в отдельных районах моря и установить необходимый минимум наблюдений, которые могут дать характеристику режима всего моря.

Поставленную задачу мы решали для Норвежского, Гренландского и Баренцева морей. Исследовали эти моря довольно регулярно; особенно большой материал собран в последнее десятилетие.

Исходя из того, что каждый элемент режима неразрывно связан с режимом моря в целом, для анализа мы использовали материалы по температуре и солености воды. Выбор этих элементов обусловлен также тем, что по ним накоплен наибольший материал.

В своей работе мы использовали материалы многолетних наблюдений на разрезах через Гусиную банку и Кольский меридиан в Баренцевом море, а также наблюдения на широтных разрезах в Нор-

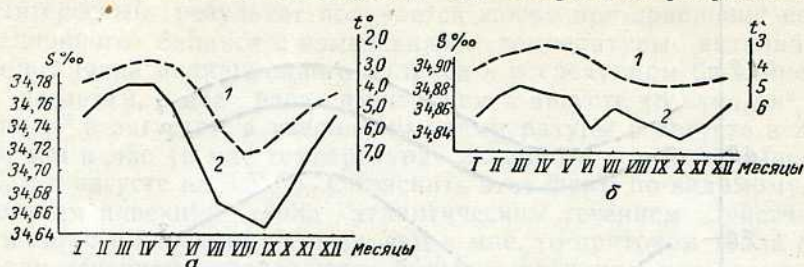


Рис. 1. Сезонные изменения температуры и солености воды на Кольском меридиане (по многолетним данным):

а — в слое 0—50 м; б — в слое 0—200 м; 1 — температура в °С; 2 — соленость в ‰.

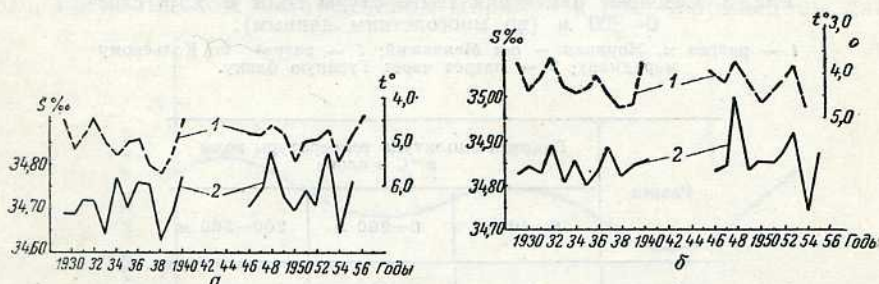


Рис. 2. Многолетние изменения температуры и солености воды на Кольском меридиане:

а — в слое 0—50 м; б — в слое 0—200 м; 1 — температура в °С; 2 — соленость в ‰.

вежском море и на разрезе между м. Нордкап и о-вом Медвежий. Были подсчитаны средние показатели для слоев 0—50, 0—200, 150—200 и 200—500 м. Среднюю температуру вычисляли в границах атлантической водной массы, определяемой изохалиной 35‰. В начале исследовали сезонные изменения температуры и солености, а затем многолетние.

На рис. 1 и 2 показаны сезонные изменения температуры воды в слоях 0—50 и 0—200 м на Кольском меридиане. В слое 0—50 м до широты 74° амплитуда годовых колебаний достигает 4°С, а в слое 0—200 м — 2°С. При анализе сезонных изменений температуры на других разрезах выясняется, что амплитуда годовых колебаний температуры как в западном районе моря на меридиане 20° (разрез м. Нордкап—о-в Медвежий), так и в восточном на меридиане 50° (разрез через Гусиную банку) примерно одинакова и составляет в слое 0—50 м около 4°С, а в слое 0—200 м — 2°С (рис. 3). Различие наблюдается лишь в абсолютных значениях температуры. Так, в слое 0—200 м температура на меридиане м. Нордкап отличается от температуры на меридиане Гусиной банки в любом месяце года примерно на 3°С.

Подобный годовой ход температуры воды активного слоя наблюдается и в Норвежском море, т. е. и здесь амплитуды годовых колебаний температуры воды примерно те же, что в Баренцевом море. Такой вывод следует из анализа данных, приведенных в таблице, составленной А. П. Алексеевым и Б. В. Истошиным по наблюдениям, выполненным на разрезах, пересекающих атлантическое течение в Норвежском море.

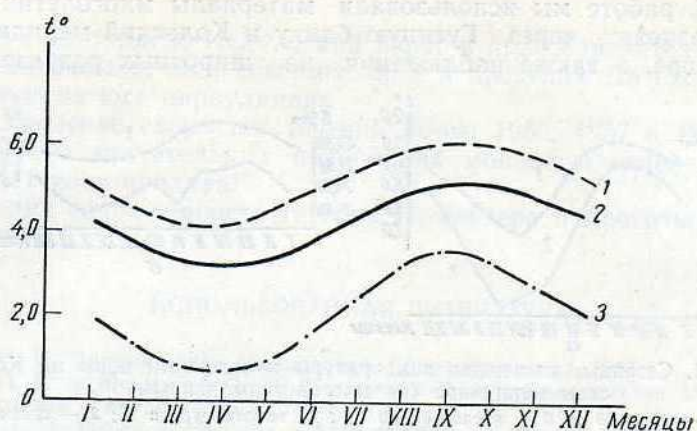


Рис. 3. Сезонные изменения температуры воды в °С в слое 0—200 м (по многолетним данным):
 1 — разрез м. Нордкап — о-в Медвежий; 2 — разрез по Кольскому меридиану; 3 — разрез через Гусиную банку.

Разрез	Годовая амплитуда температуры воды в °С в слоях		
	0—50 м	0—200 м	200—500 м
63°00'	3,4	1,9	2,0
65°45'	4,0	2,3	2,0
67°30'	4,3	1,9	1,7
69°20'	3,6	2,0	1,4
71°10'	4,0	1,9	1,0
74°30'	2,5	2,0	0,7
76°30'	2,5	2,0	0,7

В слое 0—50 м севернее 72° с. ш. амплитуда годовых изменений температуры постепенно уменьшается и на широте 74°30' составляет 2,5°С. В глубинном слое 200—500 м амплитуда также уменьшается к северу.

Таким образом, годовой ход температуры в исследуемых районах Норвежского, Гренландского и Баренцева морей аналогичен. Это проявляется в том, что амплитуды годовых изменений температуры в слое 0—200 м в Норвежском и Баренцевом морях различаются незначительно, а время наступления максимума и минимума температуры воды для слоя 0—200 м в атлантических водах по всему исследуемому бассейну от 60—62° с. ш. до широты Кольского меридиана можно считать одинаковым. Это явление было замечено еще В. Helland-Hansen и F. Nansen в 1903 г.

Они установили, что максимальные изменения температуры в активном слое атлантических вод наблюдаются в июле — августе и в ноябре — декабре, а минимальные — в апреле — мае и в сентябре — октябре, но достаточно убедительных объяснений этого интересного факта не дали.

Особенности годового хода температуры трудно объяснить изменением адвективного переноса тепла в атмосфере, так как абсолютные значения этого переноса незначительны. Так, по расчетам Л. В. Абрам-

киной, адвекция тепла и холода в нижнем 100-метровом слое воздуха составляет $0,05 \text{ ккал/см}^2$ в феврале, $-0,15 \text{ ккал/см}^2$ в мае, $0,008 \text{ ккал/см}^2$ в августе и $-0,005 \text{ ккал/см}^2$ в ноябре.

Интересный результат получается также при сравнении величины радиационного баланса с изменениями температуры активного слоя. В мае величина радиационного баланса в исследуемом бассейне, по нашим расчетам, в два раза выше, чем в августе (8 ккал/см^2 в мае и 4 ккал/см^2 в августе), а увеличение температуры в августе в 2,5 раза выше, чем в мае (в мае температура активного слоя повышается на $0,2^\circ \text{C}$, а в августе на $0,5^\circ \text{C}$). Объяснить этот факт, по-видимому, можно изменением адвекции тепла атлантическим течением. Действительно, если в августе адвекция больше, чем в мае, то притоком тепла с атлантическим течением определяются большие величины повышения температуры в августе.

В настоящее время имеются данные, свидетельствующие о закономерном сезонном ходе интенсивности атлантического течения в Норвежском, Гренландском и Баренцевом морях. На рис. 4 приведены данные,

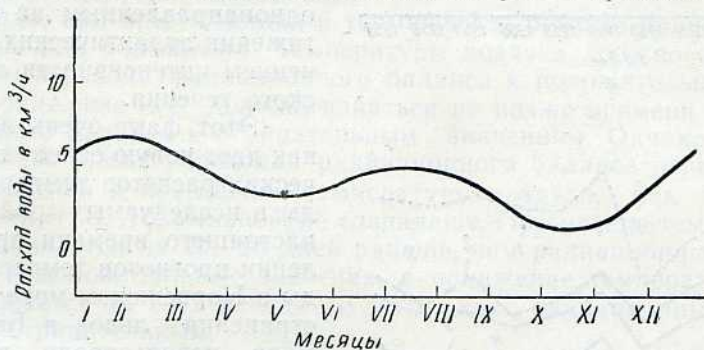


Рис. 4. Сезонные изменения расхода воды в слое 0—400 м (средние данные за 1949—1956 гг.).

полученные А. J. Lee [11] для атлантического течения на широте о-ва Медвежьего. Как видно, максимальная интенсивность атлантического течения наблюдается в холодную часть года, между ноябрем и февралем, вторичный максимум — летом, в июле — августе. Минимальный приток теплых вод наблюдается весной, в апреле—мае, и вторичный осенний минимум — в октябре. Годовой ход температуры в исследуемом бассейне, как указывалось выше, имеет тот же характер. Поэтому в изменениях тепловых условий активного слоя определяющую роль играет интенсивность атлантического течения.

Из анализа приведенных материалов следует еще один важный вывод: интенсивность атлантического течения, а следовательно, и температура атлантических вод изменяются одновременно во всех районах исследования. Таким образом, можно говорить о единстве всего бассейна, т. е. о единой направленности колебаний основных элементов режима. Это значит, что если в Норвежском море формируются условия, соответствующие максимальному притоку атлантических вод, то и в Баренцевом море в это время должен формироваться тип гидрологического режима, соответствующий повышенному притоку теплых вод.

Аналогичный вывод сделал Г. К. Ижевский [5], распространив его, кроме того, на всю толщу водных масс атлантического происхождения. Он показал, что если существует согласованность в годовом ходе запаса тепла в Баренцевом и Норвежском морях, в значительной мере обусловленном адвекцией тепла Северо-Атлантическим течением, то и в

многолетних изменениях запаса тепла, по той же причине, будут наблюдаться однонаправленные изменения в этих морях, распространяющиеся на всю толщу атлантических вод.

Данные о многолетних колебаниях температуры в Норвежском, южной части Гренландского и Баренцевом морях, представленные на

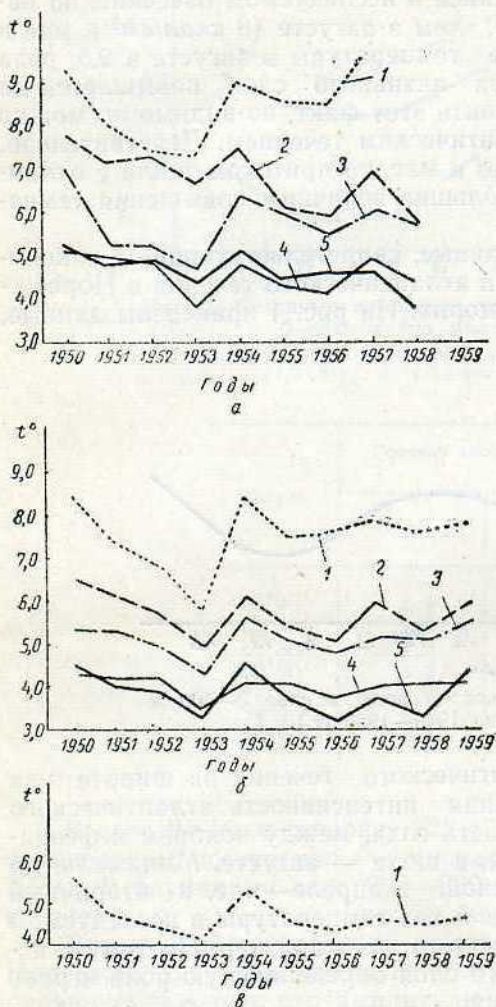


Рис. 5. Многолетний ход температуры воды в °С на стандартных разрезах в Норвежском и Баренцевом морях в июне:

а — в слое 0—50 м; б — в слое 0—200 м; в — в слое 200—500 м; 1 — разрез по 63°00' с. ш.; 2 — разрез по 69°20' с. ш.; 3 — разрез по 71°10' с. ш.; 4 — разрез по 74°30' с. ш.; 5 — разрез по Кольскому меридиану.

рис. 5, подтверждают, что запас тепла во всей толще атлантических вод от Фареро-Шетландского канала до Кольского меридиана из года в год колеблется в одной фазе. Различие в этих колебаниях относится лишь к величине амплитуд температуры, а не к направленности процесса. Знак аномалии одинаков в разных частях бассейна исследования. Объяснить это явление можно лишь однонаправленным на всем протяжении атлантических вод изменением интенсивности атлантического течения.

Этот факт очень важен, так как дает новую основу прогностических расчетов температуры воды в исследуемых районах. До настоящего времени при составлении прогнозов температуры воды в Норвежском море и распространения льдов в Баренцевом море использовали выводы В. Helland-Hansen и Ф. Nansen. Эти исследователи установили, что температурные аномалии на юге Норвежского моря передаются постоянным течением на север. Поэтому все существующие аномалии температуры воды у Согнефюрда и Фарерских островов передаются на север до Лофотенских островов за один год и до Баренцева моря за два года, т. е. за срок, который определяется расстоянием и скоростью течения. Этот вывод использовали в своих исследованиях Ю. М. Шокальский, Н. Н. Зубов [4] и другие.

Наряду с однофазностью колебания интенсивности атлантического течения, а следовательно

и температуры воды, существует асинхронное колебание температуры воды вследствие постоянного переноса тепла атлантическим течением. Однако за длительный период (два года) атлантические воды на пути от Фарерских островов до Кольского меридиана под влиянием атмосферных факторов претерпевают столь большие изменения, что вряд ли можно говорить о сохранении и передаче водами температурных

аномалий. Правильнее предположить, что температура от года к году колеблется в большей степени под влиянием общей причины, действующей одновременно на всем протяжении течения.

В литературе часто встречаются высказывания о преобладающем влиянии на температуру воды радиационных факторов. В связи с важностью этого вопроса целесообразно обратить внимание на некоторые факты, характеризующие значение динамики течений и радиационных факторов в изменении теплового состояния активного слоя моря. Величина радиационного баланса, рассчитанная нами по средним многолетним данным, в исследуемом районе составляет $15-18 \text{ ккал/см}^2$ и изменяется по годам на $3-5 \text{ ккал/см}^2$, в то время как адвективное тепло атлантического течения достигает 80 ккал/см^2 в год, причем амплитуды его колебаний довольно значительны — от 60 до 80 ккал/см^2 .

Для более строгой оценки влияния температуры воздуха на температуру воды интересно сопоставить время перехода радиационного баланса моря через ноль с временем начала понижения или повышения температуры воздуха в годовом ходе.

Очевидно, при преобладании в термическом режиме радиационных факторов начало повышения температуры воздуха должно совпадать со временем перехода радиационного баланса к положительным величинам, а понижение ее должно начаться не позже времени перехода радиационного баланса к отрицательным значениям. Однако в исследуемом районе время перехода радиационного баланса через ноль и время понижения и повышения температуры воздуха, как показали исследования Л. В. Абрамкиной, не совпадают. Повышение температуры воздуха начинается на 20—25 дней раньше, чем радиационный баланс приобретает положительные значения, а понижение температуры воздуха начинается за 1—2 месяца до того, как радиационный баланс становится отрицательным.

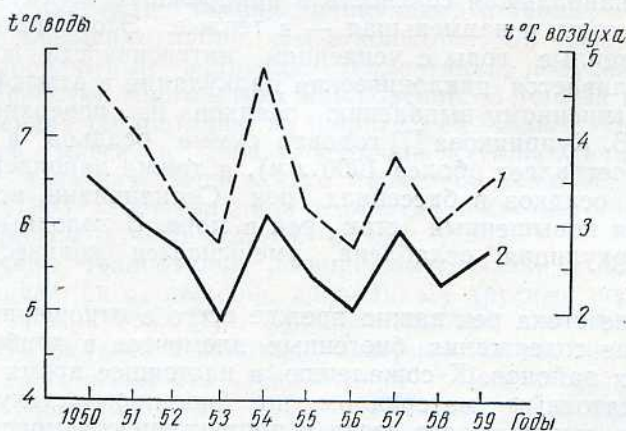


Рис. 6. Многолетний ход температуры воды и воздуха в °С в Норвежском море на $69^{\circ}20'$ с. ш.

в июне:

1 — температура воздуха; 2 — температура воды в слое 0—200 м.

На рис. 6 видно, что ежегодное изменение температуры воздуха повторяет ход изменений температуры воды активного слоя, причем температура воздуха всегда ниже температуры воды. Таким образом, температура воздуха, находящаяся под влиянием подстилающей поверхности, не может создать тепловую аномалию, отличающуюся по

знаку от аномалии, которая возникает в результате колебания интенсивности атлантического потока.

Из анализа многолетних колебаний температуры очевидно, что существуют значительные колебания теплового состояния исследуемых морей. Как видно из рис. 5, средняя температура воды в слоях 0—50, 0—200 и 200—500 м изменяется по годам на 1—1,5°С. На основании этого были определены типы режима исследуемого бассейна. К теплым годам можно отнести 1938, 1950, 1954, 1960 гг., к холодным — 1932, 1953, 1956, 1958 гг.

Установлено также, что одна и та же причина общего порядка может вызвать неодинаковый и даже противоположный эффект в районах, не подверженных влиянию атлантических вод. Например, увеличение интенсивности атлантического течения обуславливает положительные аномалии в Норвежском море и южной части Баренцева моря и отрицательные аномалии температуры в Гренландском и северной части Баренцева моря. Это подтверждает наличие определенной единой общей системы в динамике режима исследуемого бассейна. Естественно поэтому ожидать, что изменения отдельных элементов режима моря в конечном счете будут соразмерны.

Выше отмечалось, что увеличение интенсивности атлантического течения в Норвежском и Баренцевом морях влечет за собой повышение температуры активного слоя. Соленость в водах шельфа изменяется в противоположной фазе по отношению к колебаниям температуры воды.

На рис. 1 видно, что сезонные изменения солености в слоях 0—50 и 0—200 м достаточно заметны. Амплитуда годовых колебаний солености на Кольском меридиане, вычисленная по многолетним данным, в слое 0—50 м составляет 0,15‰, а в слое 0—200 м — 0,10‰.

Многолетние изменения солености находятся в пределах 0,25—0,45‰ для слоя 0—50 м и 0,15—0,35‰ для слоя 0—200 м (см. рис. 2, в, г), причем наибольшая соленость в прибрежных водах наблюдается в холодные годы, а наименьшая — в теплые. Этот факт объясняется тем, что в теплые годы с усилением интенсивности атлантического течения усиливается циклоническая циркуляция в атмосфере. Это приводит к повышенному выпадению осадков на поверхность моря (по данным В. В. Куприянова [7] годовая сумма осадков в исследуемом бассейне составляет более 1000 мм), а также накоплению большого количества осадков в бассейнах рек Скандинавии, вследствие чего формируется повышенный сток рек в море. В холодные годы атмосферная циркуляция ослаблена, уменьшается количество осадков и сток рек.

Изучение стока рек важно прежде всего в отношении влияния его на изменение содержания биогенных элементов в прибрежных водах исследуемых районов. К сожалению, в настоящее время мы не располагаем достаточным материалом по биогенному стоку, но на метод оценки роли материкового стока в продуктивности морских бассейнов следует указать. Обычно, оценивая роль материкового стока в продуктивности моря, определяли процент, который составляет пресный сток по отношению ко всему объему бассейна. При таком методе оценки роль материкового стока получалась ничтожной. Правильным следует считать метод, применяемый Г. К. Ижевским [5], который сравнивает объем речного стока с той частью моря и объемом водных масс, в которых в наибольшей степени развиваются биологические процессы, обуславливающие воспроизводство промысловых рыб. Для Норвежского моря такой зоной, по данным Г. К. Ижевского, можно считать прибрежные водные массы шельфа шириной в 30 миль и глубиной до

50 м. Если годовой сток рек Норвегии, впадающих в Норвежское море, равен 150 км^3 , то отношение стока рек к общему объему водной массы составит 4%. Отношение стока рек по всему объему Норвежского моря составляет всего 0,006%. При такой величине речного стока с берегов Скандинавии в исследуемый бассейн, по данным М. В. Федосова и И. А. Ермаченко [9], поступает до 25 тыс. т соединений фосфора и более 20 тыс. т кремния моносилкатов.

Другим источником обогащения зоны фотосинтеза необходимыми питательными солями является вертикальное перемешивание водных масс. В глубинных слоях исследуемого бассейна питательных солей содержится больше, чем в поверхностном слое воды 0—100 м, где фитопланктон потребляет нитриты, фосфаты и другие питательные соли. Поэтому в те годы, когда под влиянием различных причин вертикальное зимнее перемешивание достигает большей глубины, чем толщина слоя фотосинтеза, поверхностный продуцирующий слой обогащается биогенами более интенсивно.

Расчеты, произведенные нами, свидетельствуют, что в годы с повышенной интенсивностью атлантического течения (1949, 1950, 1954, 1959) вертикальная зимняя циркуляция в атлантической водной массе северной части Норвежского моря достигает глубины 250—300 м, а в южной вертикальное перемешивание захватывает лишь слой 100—150 м. В годы с холодным типом гидрологического режима (1953, 1956, 1958), для которых характерна прежде всего пониженная интенсивность атлантического течения, вертикальная зимняя циркуляция распространяется до глубин 300—500 м в северных и 150—250 м в южных районах Норвежского моря. В полярных и смешанных водах глубина распространения вертикальной зимней циркуляции несколько меньше. Так, в 1949—1950 гг. в полярной водной массе она достигала 100—125 м, а в смешанных водах 150—200 м.

Итак, вертикальная зимняя циркуляция в теплые годы распространяется до меньших глубин, чем в холодные. Об этом свидетельствуют также абсолютные величины теплоотдачи, полученные нами в результате обработки многолетних наблюдений. В теплые годы наблюдается пониженная теплоотдача; на широте о-ва Медвежьего в атлантической водной массе в 1954 г. величина теплоотдачи достигала -73 ккал/см^2 , а на юге Норвежского моря -60 ккал/см^2 в год. В холодные годы (1953, 1956) величина теплоотдачи соответственно составляла -105 ккал/см^2 и -85 ккал/см^2 в год.

Эти величины теплоотдачи, по-видимому, близки к истинным, так как мало отличаются от величин, приводимых другими исследователями. Так, Е. Г. Архипова [1], проанализировав многолетние изменения теплового баланса в районах Северной Атлантики, пришла к выводу, что интенсивность теплоотдачи изменяется периодически. Пониженная теплоотдача (до $-60 \div -100 \text{ ккал/см}^2$ в год) наблюдалась на всей площади Северо-Атлантического течения в теплые годы (1949), а повышенная (до -160 ккал/см^2 в год) в холодные годы (1953).

Из проведенного анализа следует, что в холодные годы поверхностный продуцирующий слой должен обогащаться биогенами интенсивнее, чем в теплые годы. Действительно, в марте—апреле в холодные годы (1956, 1958) среднее содержание фосфора в фотическом слое исследуемых районов составляло 20—23 мкг/л , а в теплые годы (1954, 1959) 14—16 мкг/л . Таким образом, в прибрежных водах в теплые годы (повышенный береговой сток) поверхностный слой интенсивнее пополняется питательными веществами. В открытом море благоприятными для пополнения поверхностного слоя биогенами следует считать холод-

ные годы, когда вертикальная зимняя циркуляция распространяется до больших глубин, чем в теплые годы.

Таким образом, в исследуемом бассейне с увеличением интенсивности атлантического течения повышается тепловой запас активного слоя, увеличивается сток рек, впадающих в этот бассейн, уменьшается соленость поверхностного слоя в шельфовых районах; наблюдается наименьшая теплоотдача, вследствие чего вертикальная зимняя циркуляция проникает до глубин меньших, чем в годы с ослабленной интенсивностью атлантического течения. Вполне естественно, что в холодные годы картина будет обратная.

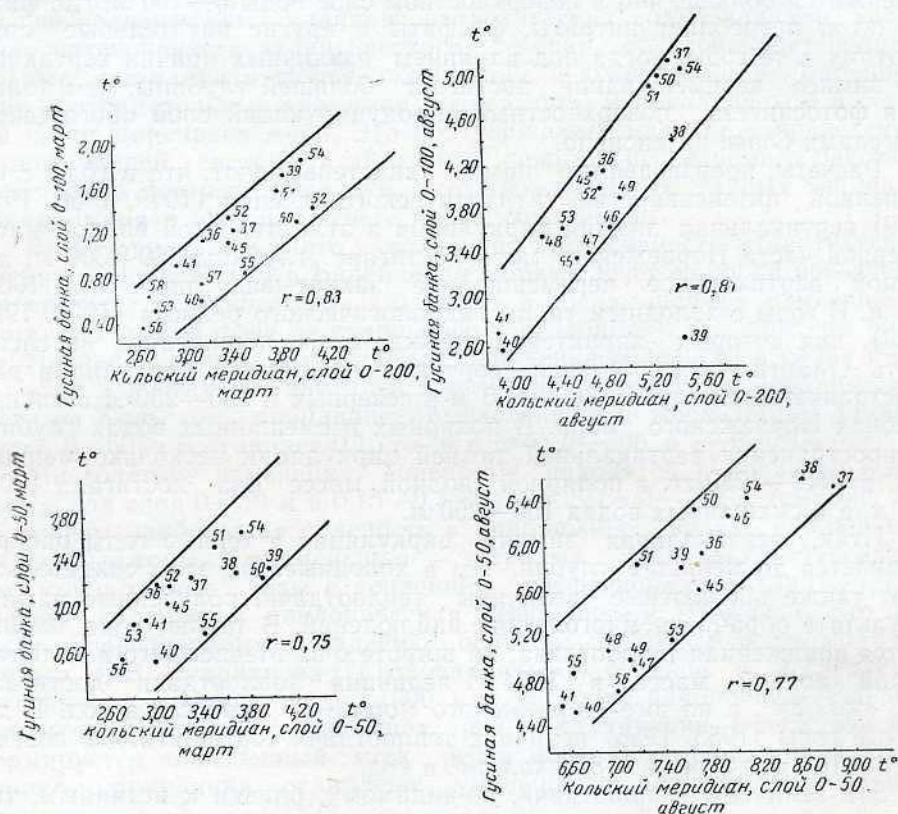


Рис. 7. Связь между температурой воды в °C на Кольском меридиане и Гусыной банке.

Из сказанного следует, что каждый элемент режима неразрывно связан с режимом моря в целом. Этот вывод очень важен, так как дает возможность на основании количественной характеристики какого-либо элемента режима охарактеризовать другие элементы. К сожалению, из-за недостаточности наблюдений в настоящее время нет возможности дать абсолютную количественную характеристику всех рассматриваемых элементов режима, но качественную сторону явления определить можно. Доказательством этому служат, во-первых, фактические наблюдения за гидрологическими элементами режима, обработка которых позволила определить закономерности изменений этих элементов; во-вторых, единая направленность колебаний основных элементов режима во всех районах исследуемого бассейна, т. е., как было показано выше, если на юге Норвежского моря формируются условия, соответствующие

наибольшему притоку атлантических вод, то и в Баренцевом море формируется тот же тип режима атлантических водных масс.

Этот вывод, относящийся ко всей толще водной массы, имеет методическое значение, особенно в смысле проведения более рациональных наблюдений в море.

Чтобы решить этот вопрос, исследовали связь между изменением температуры в различных районах бассейна. Среднюю температуру слоя 0—50 и 0—200 м на выбранных разрезах сравнивали при помощи метода корреляции. Полученные коэффициенты корреляции между температурой слоя 0—200 м в Норвежском море на 63° с. ш. и температурой на разрезе м. Нордкап — о-в Медвежий, между температурой на Кольском меридиане и разрезе через Гусиную банку, между температурой на разрезе м. Нордкап — о-в Медвежий и Гусиной банке оказались соответственно равными 0,85; 0,83; 0,77. Для слоя 0—50 м коэффициент корреляции несколько ниже, а именно: 0,76; 0,75; 0,70.

На рис. 7 показана связь между температурой на Кольском меридиане и на разрезе через Гусиную банку. Целесообразно отметить, что В. Ю. Визе [3] при изучении режима Баренцева моря коррелировал среднюю температуру поверхности воды западной и восточной частей моря и получил коэффициент корреляции $0,69 \pm 0,078$. А. И. Каракаш [6], коррелируя среднюю поверхностную температуру в Баренцевом море на разрезах, отстоящих один от другого на расстоянии 100 миль и более, получил коэффициенты корреляции 0,83; 0,84; 0,75.

Для более глубокой оценки связи между изменениями температуры целесообразно установить, имеется ли взаимосвязь между месячными температурами воды в пределах годового цикла. В исследуемом бассейне такая связь существует, что подтверждается данными, полученными Г. К. Ижевским [5].

Ниже приводятся коррелятивные связи между среднегодовой температурой и месячными температурами воды для слоя 0—200 м на Кольском меридиане.

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Коэффициент корреляции	0,85	0,84	0,87	0,92	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,90	0,90	0,75

ВЫВОДЫ

1. Проведенные работы по изучению закономерности изменения гидрологического режима в промысловых районах Норвежского, Гренландского и Баренцева морей позволяют определить пути дальнейших исследований в этой области.

2. Выявленные закономерности изменения гидрологического режима во времени и установившееся единство водоема следует учитывать при дальнейших исследованиях, особенно при наблюдениях в море. Приведенными данными может быть обоснована возможность по одному из рассмотренных разрезов характеризовать изменчивость режима во всем исследуемом бассейне. Наиболее приемлемым в этом отношении оказался разрез по Кольскому меридиану, наблюдения на котором с достаточной степенью точности характеризуют колебания интенсивности притока атлантических вод и режим всего исследуемого бассейна. Понятно поэтому, что наблюдения на разрезе по Кольскому меридиану следует выполнять ежемесячно, а по возможности и чаще с полным комплексом гидрологических и гидрохимических наблюдений.

Предполагаемое сокращение наблюдений позволит более глубоко использовать материал и найти метод прогнозирования всего режима в целом.

3. Для контроля рекомендуется выполнять разрез на 63° с. ш. в Норвежском море. Кроме того, для более детального исследования изменения интенсивности атлантического течения следует четыре раза в год выполнять разрезы в проливах между Исландией и Согне-фиордом, а также между м. Нордкап — о-вом Медвежьим. Наблюдения на этих разрезах целесообразно проводить в периоды максимальной и минимальной интенсивности атлантического течения, т. е. между ноябрем — февралем и в июле или в августе (максимальная интенсивность течения), а также в апреле или в мае и в октябре (минимальная интенсивность течения). Предлагаемая методика исследований не исключает полностью проведения съемок с целью решения других задач.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Архипова Е. Г. Межгодовые изменения теплового баланса в северной части Атлантического океана за последнее десятилетие. Труды ГОИНа. Вып. 54. Гидрометеоздат. 1960.
2. Белинский Н. А. К вопросу о взаимодействии океана и атмосферы. «Метеорология и гидрология». № 8. Гидрометеоздат. 1953.
3. Визе В. Ю. Об аномалиях температуры поверхностного слоя в Баренцевом море. Исследования морей СССР. Вып. 9. Изд. ГГИ. 1928.
4. Зубов Н. Н. Избранные труды по океанологии. Воениздат Министерства обороны СССР, 1955.
5. Ижевский Г. К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. Пищепромиздат. 1961.
6. Каракаш А. И. Метод прогноза температуры воды в Баренцевом море. Труды ЦИПа. Вып. 57. Гидрометеоздат. 1957.
7. Куприянов В. В. Сток и испарение с речных водосборов Скандинавии. Труды ГГИ. Вып. 78. Гидрометеоздат. 1960.
8. Федосов М. В. и Ермаченко И. А. Условия формирования гидрохимического режима и первичной продуктивности Норвежского и Гренландского морей. Напечатана в настоящем сборнике.
9. Helland-Hansen B. and Nansen F. The Norwegian Sea. 1909.
10. Hill H. W. and Lee A. Y. The effect of wind on water transport in the region of Bear Island fishery. Proceedings of the Royal Soc. B. V. 148. 1957.