

УДК 551.465.4

О ВОЗМОЖНОЙ ФРОНТОГЕНЕТИЧЕСКОЙ РОЛИ КОНВЕКЦИИ ТИПА СОЛЕВЫХ ПАЛЬЦЕВ В ОКЕАНЕ

© 2023 г. А. И. Перескоков*

*Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации –
Мировой центр данных, Обнинск, 249035 Россия*

**e-mail: peres@meteo.ru*

Поступила в редакцию 18.04.2022 г.

После доработки 25.05.2022 г.

Принята к публикации 13.07.2022 г.

Фундаментальной проблемой фронтологических исследований в океане является поиск механизмов, играющих существенную роль в генерации фронтов (фронтотенезе) планетарного масштаба и их поддержании. Для исследования этой проблемы применительно к северной части Атлантического океана впервые сопоставлены климатические поля горизонтальных градиентов температуры и солёности в промежуточной толще вод с полем плотностного соотношения, характеризующим пространственную неоднородность вертикального тепло- и массопереноса вследствие процессов двойной диффузии тепла и соли. Сопоставление свидетельствует о наличии более или менее резких термохалинных фронтальных зон по всей периферии двух обширных областей в субтропической и тропической зонах с благоприятными условиями для работы конвекции в режиме солевых пальцев. Этот факт служит сильным доводом в пользу того, что эта не учитываемая ранее мелкомасштабная (испытывающая на себе воздействие молекулярных процессов) конвекция может непосредственно являться первопричиной крупномасштабного фронтотенеза в толще вод океана.

Ключевые слова: океанический фронтотенез, горизонтальные градиенты, главный термоклин, диапикнический перенос, двойная диффузия, солевые пальцы, плотностное соотношение, Северная Атлантика

DOI: 10.31857/S0030157423010148, **EDN:** AGCNNB

ВВЕДЕНИЕ

Общеизвестно, что квазистационарные крупномасштабные фронтальные зоны климатического происхождения, или главные фронтальные зоны (шириной порядка 50–100 км и более, а также с планетарной протяженностью), и сопряженные с ними мощные струйные течения, интенсифицирующиеся у западных берегов океана и проникающие на очень большую глубину, типа Гольфстрима, Куроисио и др., представляют собой почти во всех отношениях наиболее сложные и активные элементы структуры и динамики вод Мирового океана. Именно к ним приурочен целый комплекс уникальных вихревых явлений: непрерывно перемещающиеся в пространстве крупные волнообразные искривления (“меандры”), системы поразительно “долгоживущих” отделившихся “теплых” антициклонических и “холодных” циклонических вихрей (“рингов”, или “колец”) синоптического масштаба, “вихри закручивания” меньших масштабов, генерируемых гидродинамической неустойчивостью среднего течения. Фронтальная нестабильность приводит и к возникновению быстротекающих интрузи-

зионных процессов, сопровождающихся тонкоструктурным расслоением температурных и солёностных ($T-S$) характеристик вод: формирование языков, отрыв их от фронта, растекание и образование изолированных гидростатически устойчивых линз. На поверхности океана участки с самыми большими пространственными перепадами значений гидрофизических параметров – фронтальные разделы (или фронты внутри фронтальной зоны) – проявляются в широко известных видимых явлениях (линии сулоя, полосы толчеи, слики, пятна ряби, цветовые и яркостные контрасты, скопления мелкого мусора, пены и плейсто-на) и шумовых эффектах. Крупномасштабные фронты изменяют структуру поля скорости звука, тем самым усложняя картину распространения акустических сигналов в толще океанических вод. Установлен феномен высокой биологической продуктивности областей с резкими фронтальными границами, где с обеих сторон фронта взаимодействуют сообщества разных трофических уровней. И последнее, но не последнее по значимости: исследование взаимосвязи между изменчивостью основных характеристик фрон-

тальных зон и мезомасштабной циркуляцией в атмосфере (см., например, [18, 19]) является особенно важным при построении физических моделей взаимодействия океана и атмосферы в целях прогнозирования процессов синоптического масштаба. Поэтому не удивителен подлинный “взрыв” интереса к этим элементам общей циркуляции вод океана¹. Результаты исследований структуры океанических фронтов и их динамики систематизированы в ряде работ, из которых в первую очередь следует указать фундаментальные (но очень разные) монографии К.Н. Федорова [23] и В.М. Грузинова [6], где можно найти и описание широкого круга проблем, связанных с научными и практическими аспектами фронтологических исследований. Недавно опубликованная работа Д. Маквилльямса [35] включает обзор подходов к теоретическому исследованию и моделированию нескольких хорошо известных процессов фронтогенеза. Однако работы самого последнего периода, явно указывающие на влияние мелко-масштабных процессов на океанические процессы несравненно более крупных масштабов, еще не нашли в этой работе своего отражения.

Очевидно, что практические интересы океанологии и смежных областей знания делают актуальной и важной задачу разработки реалистических “фронторазрешающих” численных моделей крупномасштабной циркуляции вод. В связи с этим возникает принципиальный вопрос: какие механизмы возбуждают этот фронтогенез и поддерживают квазистационарное состояние фронтальных разделов? Однако, несмотря на то, что современный арсенал знаний, полученный благодаря “...широко развернутому научному наступлению на проблемы океанического фронтогенеза...” [23, с. 11], представляется довольно значительным, необходимой ясности не только в ключевом вопросе о конкретных механизмах, способствующих зарождению и поддержанию основных фронтальных зон океана планетарного масштаба, но даже в принципах их выделения (см., например, [9, 20]) нет и сейчас.

Возникновение этой проблемы было связано в первую очередь с неопределенностью в относительной значимости механизмов, вынуждающих диапикнический (квазивертикальный) перенос в гидростатически устойчивой толще океанического (главного) пикноклина, поскольку существующие системы наблюдений не допускают их однозначной интерпретации. Несомненно, что достижения последних лет в исследовании связи мелко-

штабных и крупномасштабных процессов в океане позволяют по-иному и, по-видимому, с большей физической логикой подойти к решению этой проблемы. Предлагаемая статья является логическим развитием предыдущей работы автора [15], посвященной формированию океанического термохалоклина, и представляет собой попытку воссоздать его комплексную трехмерную крупномасштабную структуру, связав вертикальные и горизонтальные границы, что позволяет, на наш взгляд, глубже проникнуть в суть проблемы, тем самым приблизив ее решение.

Квазистационарность планетарных фронтальных зон океана, постоянно испытывающих разрушающее влияние многочисленных и разнообразных проявлений локальной неустойчивости, свидетельствует, что обособление соприкасающихся вод может быть связано с неким фундаментальным и практически всегда существующим не только в непосредственной близости от фронтальных разделов, **но и вдалеке от них**, совершенно специфически океаническим механизмом диапикнического переноса в самой толще устойчиво стратифицированных вод. Из всех возможных претендентов на роль такого глубинного механизма структурообразования, иницирующего и поддерживающего необратимые (в отличие от кинематического эффекта в внутренних волн [22]) деформации гидрофизических полей океана и тем самым демпфирующего нарушения фронтальной динамики, по нашему мнению, главным является эффективный конвективный тепло- и массоперенос за счет дифференциально-диффузионной конвекции (двойной диффузии). Этот перенос, обусловленный существенными различиями в скоростях (~в 100 раз) молекулярной теплопроводности и диффузии соли в морской воде, естественно, должен поддерживаться динамикой поверхностного слоя.

Господствующее в физической океанологии представление о том, что интегральный диапикнический перенос тепла, солей, биогенных веществ, растворенных газов и т.д. в силу высокой гидростатической устойчивости пикноклина (и термоклина) не должен, казалось бы, играть существенной роли, в последние годы оказалось существенно исправленным [16, 17]. Более того, нами [15] обнаружены очень важные и неоспоримые свидетельства, *подтверждающие доминирующую роль двойной (термохалинной) диффузии в виде ячеистой конвекции “солевых пальцев” в формировании и поддержании главного термохалоклина — мощного преобразователя энергии в субтропических областях океана*². Теперь, например, уже

¹ Заслуживает особого упоминания тот любопытный факт, что наличие “непреодолимой преграды” (фронта) между непосредственно соприкасающимися “горько-солеными” (морскими и океаническими) и “приятно-пресными” (речными) водами констатировалось почти 14 веков назад в коранических аятах 25:53 и 55:19, 20.

² Этот результат доказывает обоснованность прозорливой догадки К.Н. Федорова о возможности существования в океане стационарного пикноклина только за счет дифференциально-диффузионной термохалинной конвекции в виде солевых пальцев [24].

можно говорить, что океанический термохалин в Северной Атлантике возникает в случае интенсивного режима этой самовозбуждающейся мелкомасштабной конвекции, когда безразмерное плотностное соотношение как параметр, характеризующий относительный вклад дестабилизирующего компонента солёности и стабилизирующего компонента температуры в фоновую вертикальную стратификацию плотности, достигает критических значений $R_p^{кр} \leq -0.52$. Было бы желательным неоспоримо установить, какие значения $R_p^{кр}$ можно считать достаточными для “включения” механизма двойной диффузии по типу солевых пальцев в остальных субтропических областях Мирового океана.

Определяющая роль двойной диффузии объясняется не только тем, что диапикнический обмен, обусловленный ее термохалинными конвективными эффектами, гораздо интенсивнее молекулярного (например, для тепла, как правило, в 10^3 – 10^4 раз, а для соли – в 10^5 – 10^6 раз), но и тем, что фоновые термохалинные условия, благоприятные для работы различных ее форм (солевые пальцы и послойная диффузия), сами по себе не являются аномальными, как считалось ранее. В наиболее стратифицированной толще вод главного пикноклина такие условия, скорее, типичны. Так, в целом по Мировому океану в слое 200–800 м объемная доля вод с условиями стратификации, при которых могут развиваться солевые пальцы (одновременное убывание и температуры, и солёности с глубиной), составляет более 70%, а в Северной Атлантике даже 90% [26].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Совершенно очевидно, что пространственная перестройка фоновых термохалинных условий стратификации из-за неравномерности процессов тепло- и массообмена на поверхности океана не может не проявиться в анизотропности процесса трансформации океанических вод диапикническим перемешиванием. В связи с этим, чтобы ответить на поставленный выше вопрос, попытаемся далее применительно к акватории Северной Атлантики связать представление о пространственной неоднородности диапикнического тепло-массообмена, осуществляемого механизмом двойной диффузии непосредственно в толще вод океана, с концепцией фронтотенеза. Основной физической характеристикой для оценки интенсивности такого переноса служит фоновое распределение плотностного соотношения $R_p = E_S/E_\theta$, где E_S и E_θ – соответственно частично компенсирующие друг друга солевой и термический компоненты суммарной гидроста-

тической устойчивости. Выражения для расчета компонентов E_S и E_θ могут быть записаны в виде

$$E_S = g^2 \frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial P}, \quad E_\theta = g^2 \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\partial \theta}{\partial P},$$

где g – ускорение свободного падения, ρ – плотность морской воды *in situ*, S – солёность, T – температура *in situ*, θ – потенциальная температура, P – давление.

Выбор указанной акватории обусловлен, с одной стороны, тем, что многочисленные глубоководные измерения температуры и солёности, собранные и систематизированные в Центре океанографических данных ВНИИГМИ–МЦД, позволяют здесь обойтись без использования объективной горизонтальной интерполяции, существенно искажающей при сглаживании данных подлинный характер пространственной неравномерности анализируемых полей, но неизбежной при ограниченном количестве данных в других частях Мирового океана, а с другой стороны, как уже говорилось, наличием плотностных условий стратификации, благоприятных, по крайней мере, для перемежающейся работы солевых пальцев.

Хотя Северная Атлантика является наиболее изученной частью Мирового океана, но по анализу климатических фронтальных зон и полей горизонтальных градиентов, которые давали бы общую пространственную картину их положения в толще вод, здесь выполнены пока еще довольно ограниченные исследования. Среди работ в этой области выделяется статья Л.И. Галеркина с соавторами [4], но и в ней представлены поля градиентов температуры лишь для поверхности. По-видимому, исторически сложившееся представление о поверхностном зарождении климатических фронтов [20, стр. 140] долгое время тормозило продвижение вперед фронтологических исследований. Большинство же работ построено на материалах эпизодических (“моментальных”) океанографических съемок по ограниченным участкам фронтальных зон, в основном для Гольфстрима и Северо-Атлантического течения (см., например, [1, 3, 6, 12, 28]).

Поскольку ниже мы будем интересоваться пространственными особенностями полей горизонтальных градиентов T и S , то для получения их климатически устойчивых характеристик с минимальным искажением горизонтальной структуры полей на исследуемой акватории были использованы усредненные во времени (средний многолетний год) и пространстве (соизмеримая с шириной фронтальных зон 1-градусная сферическая трапеция) значения на учащенных, по сравнению со “стандартными”, горизонтах. В верхней 800-метровой наиболее стратифицированной толще вод интервал между горизонтами не превышал 50 м. Во фронтальной зоне Гольфстрима, где статисти-

ческие распределения вероятностей гидрофизических параметров значительно отклоняются от нормального (гауссова) и даже становятся бимодальными, климатические значения T и S определялись как средние в диапазоне изменчивости преобладающей моды. Кроме этого, в каждой трапеции на тех же горизонтах определялись экстремальные значения, оценки многих статистик, погрешности расчета всех расчетных величин, частоты и повторяемости по градациям.

Из-за сравнительно малых горизонтальных градиентов основных гидрофизических параметров на большей части исследуемой акватории к точности их наблюдений необходимо было предъявлять повышенные требования. Распределения T и S в толще вод Северной Атлантики представляют собой совокупности данных, весьма неоднородных во времени и пространстве и поэтому вовсе не являющихся статистически однородными. Этот источник ошибок расчетов, включающий наличие явно неадекватных исходных данных (“выбросов”), выпадающих из диапазона возможных их значений в конкретном месте, был минимизирован самым скрупулезным и крайне трудоемким исследованием статистических дискретных распределений архивных данных T – S наблюдений внутри каждой 1-градусной трапеции во всей толще вод и последующей их корректировкой по методу гистограмм [13].

Погрешности расчета средних значений температуры и солёности рассчитывались по известной формуле $\delta = \sigma/\sqrt{n}$, где σ – стандартное отклонение, а n – число наблюдений в трапеции. Поля этих ошибок имеют ярко выраженные закономерности. Так, на характеристическом горизонте 600 м область наибольших погрешностей средней годовой температуры (до 0.34°C) оказывается во фронтальной зоне Гольфстрима между 45 и 60° з.д., что связано с увеличением стандартных отклонений. Другая зона повышенных ошибок (более 0.08°C) находится в тропической фронтальной зоне на 18° с.ш. между 30 и 60° з.д. На всем остальном пространстве Северной Атлантики ошибки расчета температуры оказываются сравнимыми с ошибками инструментальных наблюдений и в основном не превышают 0.04°C . Общие закономерности поля погрешностей средней солёности – те же, что и у температуры.

Из довольно простых физических соображений (см. рис. 1 в [15]) очевидно, что формирование океанического термохалокина – это не что иное, как фронтогенез в **вертикальном** направлении. Таким образом, само наличие в океане трехмерного океанического термохалокина с необходимостью подразумевает и существование крупномасштабных фронтов с экстремальными значениями горизонтальных градиентов температуры, солёности, плотности, скорости течений

на его периферии. Из сказанного следует, что в горизонтальной плоскости интуитивно можно ожидать наличия более или менее резких термохалинных фронтов **вдоль всей** периферии областей, охваченных интенсивной пальцевой конвекцией.

Для подтверждения этого предположения нами по средним климатическим данным, отнесенным к центрам одноградусных трапеций, были рассчитаны горизонтальные градиенты T и S вдоль меридиана и параллели (с учетом косинуса широты) между соседними трапециями, а по ним – и полные градиенты (модули) на наиболее показательных горизонтах верхней части океанического термохалокина Северной Атлантики. Эти величины имеют размерность “ $^\circ\text{C}$ на 60 морских миль (111 км)” и “psu (единицы практической солёности) на 60 миль” соответственно. Положение фронтальных разделов отождествлено с положением экстремальных значений горизонтальных градиентов указанных характеристик. Солевой (E_S) и термический (E_θ) компоненты суммарной гидростатической устойчивости также вычислялись по средним многолетним данным в слоях между установленными горизонтами по предложенной в [26] методике. Наиболее подходящим для сопоставления выбран слой 550–600 м, так как здесь, с одной стороны, плотностное соотношение на всей рассматриваемой акватории понижается до пороговых значений ($R_p \leq -0.52$), а с другой – отсутствует сезонная периодичность, что позволяет использовать все исходные данные наблюдений. Поскольку пространственные экстремальные перепады температуры и солёности практически совпадают из-за единых фронтогенетических процессов, то в качестве основного поля для иллюстрации нами было выбрано поле максимальных горизонтальных градиентов температуры.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для целей, преследуемых в настоящей работе, на рис. 1 показано сопоставление климатических (или среднестатистических) пространственных расположений конвективных областей солевых пальцев, когда $R_p \leq -0.52$ (вертикальные пунктирные линии) в слое 550–600 м, и зон максимальных горизонтальных градиентов в поле температуры на нижней границе этого слоя (ради удобства это цифры от 1 до 6, показывающие как положение фронтальных зон, так и интервал изменчивости градиента). Взглянув на картину фронтов как в целом, так и в деталях, остается признать, что периферии областей с благоприятным для функционирования солевых пальцев сочетанием E_S с E_θ действительно практически полностью совпадают с зонами максимальных горизонтальных температурных градиентов. Этот

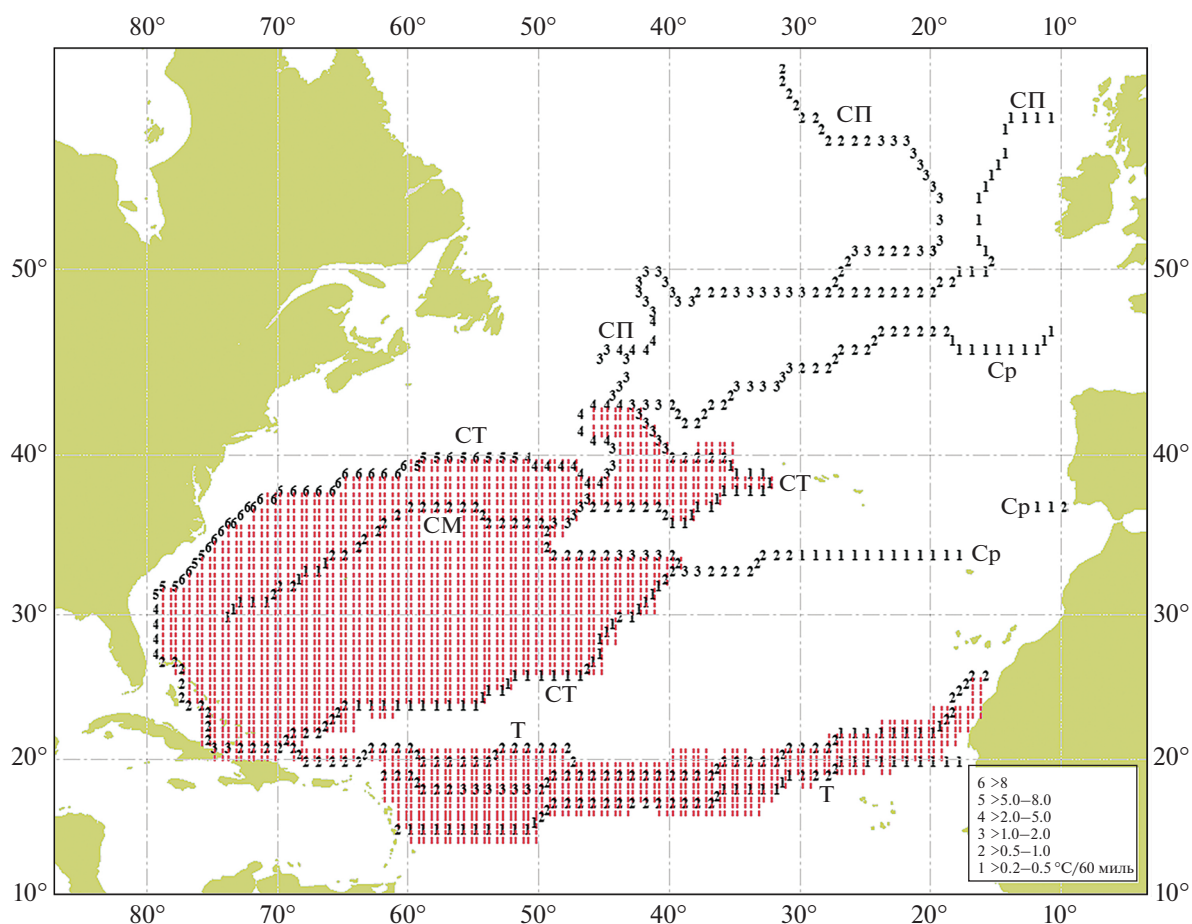


Рис. 1. Климатические фронты Северной Атлантики на глубине 600 м (по среднемноголетним значениям в одноградусных трапециях).

Фронты: СП – субполярный, Ср – средиземноморский, СТ – субтропический, СМ – Саргассова моря, Т – тропический. Цифры – положение и интервалы изменчивости максимальных горизонтальных градиентов температуры в °C/60 миль. Вертикальные пунктирные линии – конвективные области солевых пальцев ($R_p \leq -0.52$) в слое 550–600 м.

простой зрительный анализ R_p дает основание для важного вывода, а именно, что по своим масштабам процесс двойной диффузии в режиме солевых пальцев в толще океана есть не что иное, как процесс крупномасштабного фронтообразования. Надо подчеркнуть здесь, что качественные изменения горизонтальной термохалинной структуры происходят скачком, при этом “спусковым курком” служит понижение значений плотностного соотношения до пороговых $R_p^{кр}$. Представляется, что анализ пространственной изменчивости плотностного соотношения может быть полезным методическим приемом при поиске скрытых закономерностей структуры и динамики вод океана, позволяющим исключить субъективизм при выделении фронтальных зон.

Анализ распределения максимальных термических градиентов на этом рисунке показывает наличие пяти фронтальных зон (для краткости разделов или фронтов) на фоне естественной климатической неоднородности температуры.

Заметим, что в диапазоне 0°–10° с.ш. система фронтов, связанная с подповерхностными экваториальными течениями, к глубине 600 м уже разрушается. Рассмотрим коротко основные особенности выявленных фронтов с особым упором на те, которые формируются под влиянием солевых пальцев.

Если следовать с севера на юг, то первый фронт – *субполярный* (или *субарктический*) фронт – образуется на “стыке” наступающей с северо-запада холодной, слегка опресненной, слабоэстратифицированной и более плотной *субполярной* (северо-атлантической) промежуточной водной массы и прорывающихся с юга-запада более теплых и соленых трансформированных субтропических и склоновых вод, вносимых Северо-Атлантическим течением. Источники первой водной массы – *Лабрадорской* (ЛВМ) – находятся в центре моря Лабрадор, у южной оконечности Гренландии и, отчасти, в бассейне Ирмингера [38, 41]. ЛВМ образуется при погружении в интервале глу-

бин от 200 до 2300 м охлажденных в результате зимней конвекции поверхностных вод и начинает идентифицироваться по минимумам солёности и потенциальной завихренности в ядре этих вод [43] по мере оттока их от источника. Важно отметить, что из-за значительной межгодовой изменчивости климатических условий в эпицентре формирования *ЛВМ* эта дискретная подпитка существенно нестационарна, что сказывается на объеме, глубине конвективного проникновения и $T-S$ характеристиках обновленных *ЛВМ* [7, 29, 32, 39], а в итоге и на динамичности и характеристиках (см. [25]) субполярного фронта. Наиболее яркими особенностями субполярного фронта являются формирование так называемого “Северо-западного угла” фронта [33], определяемого рельефом дна на $38^{\circ}-42^{\circ}$ з.д., и его раздвоение на 27° з.д. после пересечения Срединно-Атлантического хребта. Укажем, однако, что в более верхних слоях это раздвоение происходит еще при подходе к Срединно-Атлантическому хребту, например, на глубине 400 м – в районе около 36.5° з.д., что хорошо согласуется с результатами наблюдений на разрезах, полученными в апреле – июне 1990 г. в 50-м рейсе научно-исследовательского судна (НИС) “Академик Курчатов” Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР (эксперимент “Атлантэкс-90”) и опубликованными в разных источниках (например, в [3]).

Второй фронт – *средиземноморский фронт* – связан с усилением, по сравнению с вышележащими слоями, адвективного воздействия *верхней средиземноморской промежуточной водной массы (ВСрПВ)*. Особенности проникновения осолоненных испарением и прогретых вод средиземноморского происхождения в промежуточную толщу вод Восточной Атлантики рассмотрены в [2]. Как видно на рис. 1, этот фронт формируется на границах *ВСрПВ*, которая спускается с европейского континентального склона и в дальнейшем горизонтально продвигается в виде широкого ($34^{\circ}-47^{\circ}$ с.ш.) и раздваивающегося на конце интрузионного “языка”. Этот климатический язык не является, однако, зонально-симметричным относительно широты Гибралтарского пролива (36° с.ш.), через который эти воды изливаются, из-за преобладающего перемещения среднего потока *СрПВ* на запад в узкой широтной зоне $35^{\circ}-36^{\circ}$ с.ш. и на север вдоль материкового склона у юго-западного и западного побережий Пиренейского полуострова [27]. Обращает на себя внимание разрыв южного участка фронта из-за смены знака экстремальных температурных градиентов вследствие быстрого исчезновения максимума температуры при удалении от района его наиболее отчетливого проявления (долгота мыса Сан-Висенти). Хотя *ВСрПВ* обладает в районе зарождения более высокой солёностью и температурой, чем собственно атлантические, по мере

своего продвижения на запад эти характеристики вблизи упомянутой выше полосы $35^{\circ}-36^{\circ}$ с.ш. постепенно становятся ниже T и S окружающих вод. Этому способствует также подавление конвекции солевых пальцев в *ВСрПВ* при значениях $R_p > R_p^{кр}$ из-за наличия максимума значений солёности на глубине 1000–1200 м в ядре *СрПВ*. Хорошо известно, что *СрПВ* “наступает” с исходного рубежа (Кадисский залив и каньоны континентального склона Пиренейского полуострова) не единым и монотонно трансформирующимся слоем, а в виде “дискретно-непрерывной структуры” [8, стр. 207], поскольку значительная доля притока обусловлена многочисленными разномасштабными прослойками и внутритермоклинными антициклоническими линзами (вихрями), расположенными на различных плотностных уровнях в толще 500–1500 м [27]. Тем не менее, как будет показано ниже, этот перемежающийся приток, отличающийся по своим $T-S$ свойствам от окружающих вод, оказывает существенное влияние на фронтогенез в западных субтропиках Северной Атлантики.

Третий фронт – *субтропический фронт* – оконтуривает горизонтальный срез океанического термохалоклина, который занимает обширную область в пределах субтропической антициклонической системы и, как уже упоминалось, своим происхождением и поддержанием обязан эффективному вертикальному тепло- и массопереносу за счет пальцевой конвекции. Географически эта область также соответствует *северо-атлантической центральной водной массе (ЦВМ)*, которая, как было первоначально выявлено Свердрупом, идентифицируется почти линейной зависимостью между T и S [42].

Анализ полученных нами данных позволяет детализировать картину пространственного положения субтропического фронта и, прежде всего, его наиболее ярко выраженной и динамически активной части, обычно отождествляемой с сопровождающим вдольфронтальным струйным течением Гольфстрим, по сравнению со сведениями, имеющимися в литературе [1, 6, 28, 37], и высказать некоторые дополнительные соображения. Фронт Гольфстрима разделяет теплые и высокосолёные воды Саргассова моря от лежащих к северу и западу холодных и более пресных склоновых, частью смешанных с шельфовыми, вод. Повторяя траекторию стрежня самого течения, линия фронта направлена на север, северо-восток от Флоридского пролива, а выше мыса Хаттерас (35.3° с.ш., 75.5° з.д.) после отхода от континентального шельфа – на восток вдоль свала глубин до южной оконечности Большой Ньюфаундлендской Банки (БНБ). Согласно данным рис. 1, соблюдается закономерность: перепады температуры возрастают с продвижением фронта

на север, достигая 15.3°C у траверса м. Хаттерас (самый большой перепад в сравнении со всеми другими фронтами), но далее снова убывают. Среди других факторов, способствующих формированию пространственных горизонтальных $T-S$ неоднородностей в толще вод этой области океана, в первую очередь — это локальная донная топография (“направляющая” все достигающие дна крупномасштабные движения). Как видно из рис. 1, фронт приобретает локальные изгибы при обтекании Гольфстримом следующих подводных препятствий: Чарлстонского выступа (31° – 32° с.ш.), г. Кэрин (36.7° с.ш., 68° з.д.), цепи гор Новой Англии (60° – 65° з.д.), района продолжения, или хвоста, БНБ в виде Юго-Восточного Ньюфаундлендского хребта (восточнее меридиана 50° з.д.). Заметим, что участок фронтального раздела от траверса м. Хаттерас до подводных гор Новой Англии, включающий так называемую “холодную стену” на северной периферии Гольфстрима, порождает наиболее интенсивные волнообразные поперечные колебания и подавляющую часть вихревых возмущений (см., например, [36]).

Наиболее важной специфической особенностью субтропического фронта в районе “дельты Гольфстрима” (разветвления его на отдельные струи и перехода в Северо-Атлантическое течение) является то, что на его формирование здесь накладывается зональный фронтотенез. Такая комбинация вертикального и горизонтального фронтотенезов приводит к весьма своеобразной и нестабильной по глубине конфигурации этой части субтропической фронтальной зоны. Рис. 1 демонстрирует, что глубокое проникновение внутрь основного пикноклина (до 49° з.д.) сильно трансформированной верхней средиземноморской промежуточной воды в сочетании с отклонением фронта к югу в районе хвоста БНБ из-за врезающегося мощного адвективного “языка” холодных лабдорских вод (см. [30]) приводит к резкому сужению фронта (с образованием перемычки, или шейки, в районе 37° – 38° с.ш., 45.5° – 46° з.д.) и порождению такого феномена, как огромный антициклонический меандр на 32° – 46° з.д. Последний по существу представляет собой почти отделившуюся часть основного пикноклина (или материнской ЦВМ). Исходя из приведенного факта деформации структуры субтропического фронта, становятся более ясными причины разветвления Гольфстрима и детали его дельты.

Как показывают данные многочисленных гидрологических съемок, охватывавших южную глубоководную часть Ньюфаундлендской котловины (см., например, пионерские исследования [5, 34]), внутри этого меандра фиксируется квазистационарный антициклонический вихрь (КСАВ, или вихрь Манна) с повышенной температурой по сравнению с окружающими водами и центром примерно на 42° с.ш. и 44° з.д. [1]. Судя по до-

вольно низким значениям $R_p \approx -0.65$ в центре КСАВ, его раскручивание, как и основной части стационарного пикноклина, стимулируется термохалиной подпиткой из вышележащих вод, обусловленной выпадением солевых пальцев.

Интересно отметить, что рассмотренное положение субтропического фронта в области дельты Гольфстрима на глубине 600 м удивительно хорошо согласуется с приповерхностной циркуляцией вод в этой области, рассчитанной О.П. Никитиным по фактическим данным дрейферных наблюдений за период 1989–2016 гг. [11], не только совпадением местоположения крупного антициклонического стационарного меандра аналогичной конфигурации и таких же масштабов, но и проявлением других структурных элементов фронта. Такое поразительное сходство дает основание предположить, что в динамике приповерхностного слоя присутствуют “отголоски” деятельности солевых пальцев из более глубокой стратифицированной толщи вод океана.

Для того чтобы дать наглядное представление о влиянии солевых пальцев на формирование главных особенностей вертикальной структуры вод по обе стороны субтропического фронта, ниже приводятся два характерных примера в наиболее резких его участках. На рис. 2 изображены кардинально различающиеся профили температуры T , солёности S и плотностного соотношения R_p в функции глубины ниже подповерхностного слоя повышенной солёности (100–150 м) до глубины 1200 м в двух соседних 1-градусных трапециях Марсдена 115-78 (координаты центра 37.5° с.ш., 62.5° з.д.) и 115-88 (38.5° с.ш., 62.5° з.д.), находящихся по разные стороны от фронтальной зоны Гольфстрима, которая проходит здесь по параллели 38° с.ш. Примечательно, что достаточно толстый слой 500–800 м в трапеции 115-78, относящейся к периферийным водам Саргассова моря, т.е. к основной струе Гольфстрима, характеризуется почти прямолинейными профилями $T(z)$ и $S(z)$, а также квазипостоянством $R_p(z) \leq R_p^{\text{кр}}$. Это дает основание считать, что такие условия стратификации поддерживаются благодаря корректирующей деятельности механизма двойной диффузии (см. таблицу в [15]). На основании того, что глубинный экстремум на профиле $R_p(z) > R_p^{\text{кр}}$ в трапеции 115-88 соответствует по глубине расположению аналогичному экстремуму в трапеции 115-78, можно предполагать, что мы имеем дело с трансфронтальным переносом теплых и соленых вод через фронтальный раздел.

Не менее убедительный результат получается при сравнении аналогичных профилей, полученных путем осреднения расчетных данных четырех трапеций с общей вершиной в центре КСАВ (42° с.ш., 44° з.д.) и восьми соприкасающихся с

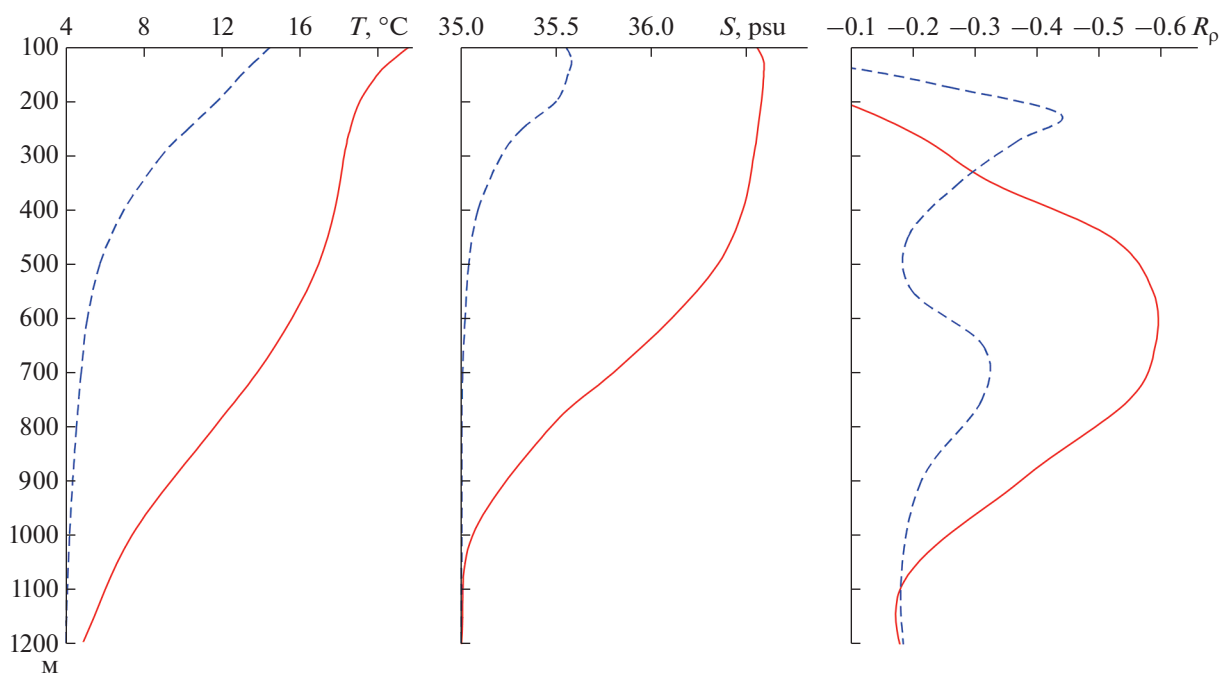


Рис. 2. Сравнение вертикальных профилей температуры, солёности и плотностного соотношения по обе стороны фронта Гольфстрима по средним многолетним значениям в двух соседних одноградусных трапециях Марседена 115-78 (сплошные линии) и 115-88 (пунктирные линии).

ними трапеций (рис. 3). Нетрудно видеть, что при качественной идентичности всех профилей, условия в непосредственной близости от центра КСАВ более благоприятны для активного перемешивания соевыми пальцами (вследствие уменьшения R_ρ), что приводит в диапазоне глубин 500–700 м к перегреву этих вод почти на 1.0°C и осолонению на 0.125 psu относительно фоновых значений.

Четвертый фронт – фронт Саргассова моря – обнаруживается внутри толщи вод океанического термохалоклина. Этот вытянутый вдоль Гольфстрима и систематически смещающийся в толще вод фронт с умеренными перепадами температуры и солёности поперек фронта ($\Delta T < 1.0^\circ\text{C}$, $\Delta S < 0.2$ psu) формируется на восточной стороне “языка”, выделяющего самые теплые и соленые воды Саргассова моря. Сопоставление полей горизонтальных градиентов T и S с полем R_ρ дает, как нам кажется, ключ к пониманию причин появления и поддержания этого фронта. Это сопоставление показало, что на фоне доминирующих значений $R_\rho \approx -0.55$ в прилегающих водах значения R_ρ в прифронтальной зоне резко уменьшаются (вплоть до -0.75), формируя термохалинные условия для работы пальцев существенно эффективнее фоновых. Это заставляет предположить, что в поддержании фронта Саргассова моря, помимо эффекта адвекции вод, важную роль играет пространственно неоднородное перераспреде-

ние тепла и солей, накопленных в поверхностных водах, вглубь за счет выпадения солевых пальцев.

Пятый фронт – тропический фронт – образуется в области взаимного перекрытия субтропической подповерхностной промежуточной водной массы (СубтрППВ) и антарктической промежуточной водной массы (ААПВ) с глубиной раздела между разнонаправленными потоками (определенной градиентным методом, предложенным автором [14]), колеблющейся между 500 и 600 м. Менее плотная СубтрППВ, распространяющаяся вверх более плотной ААПВ, зарождается на южной периферии субтропического антициклонического круговорота вод в условиях максимального для океана преобладания испарения над осадками (при отрицательном бюджете влаги поверхности около 150 г/см² в год [21]). Именно здесь на поверхности квазиперманентно присутствует обширная замкнутая область с самой высокой солёностью (до 37.7 psu по непосредственным наблюдениям между 23 и 28° с.ш.), являющаяся своего рода плацдармом для концентрации колоссальных запасов потенциальной энергии в стратификации солёности. Тропическая конвекция, обусловленная испарением, приводит к формированию подповерхностного слоя вод высокой солёности и температуры, которые затем вовлекаются в общую циркуляцию вод Северной Атлантики. Избыточная потенциальная энергия, скрытая в неустойчивости солевого компонента (E_S), при этом будет перераспределяться по

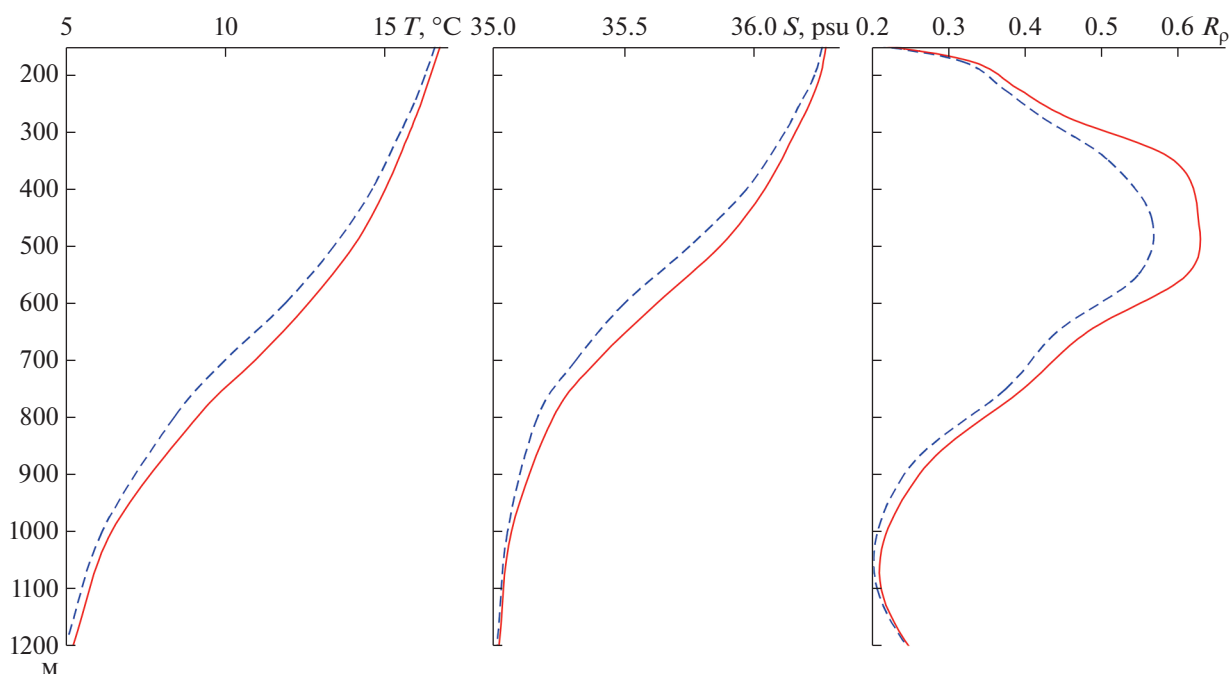


Рис. 3. Сравнение вертикальных профилей температуры, солёности и плотностного соотношения для центра КСАВ (сплошные линии) и окружающих вод (пунктирные линии) по средним многолетним значениям.

океану и эффективно диссипироваться конвективными эффектами солевых пальцев в процессе естественной тенденции к достижению оптимально устойчивой стратификации. Этот процесс внутренней реакции на внешнее воздействие приобретает особую важность в связи с тем, что продолжительное изменение испарения в этой области и, следовательно, степень модификации *СубтрППВ* могут иметь далеко идущие климатические последствия. Другая водная масса — *ААПВ*, характеризующаяся низкой солёностью и являющаяся важным элементом верхней ветви глобальной конвективной циркуляции, формируется вблизи Антарктического полярного фронта, а ее мощное вторжение в толщу атлантических вод наиболее далеко на север (по нашим климатическим данным, до 30° с.ш.) прослеживается у побережья Африки.

Безусловно, своим происхождением тропический фронт обязан конвективной неустойчивости из-за двойной диффузии в форме солевых пальцев. Весьма благоприятные условия для вертикального переноса и создания горизонтального контраста температур здесь явно связаны с наличием резкого подповерхностного максимума солёности на глубинах от 75 м (и менее у побережья Африки) до 125–150 м (вблизи Малых Антильских островов) в ядре *СубтрППВ* и хорошо выраженного промежуточного минимума солёности в диапазоне глубин 800–1000 м в ядре *ААПВ*. Перепад солёности между ядрами этих перекрывающихся водных масс, достигающий 2.5 psu, обеспе-

чивает достижение плотностным соотношением на глубинах выше минимума солёности значений, меньших, чем $R_\rho^{\text{кр}}$, и вполне предсказуемые эффекты: интенсивное “выпадение пальцев”, существенный перенос тепла и солей сверху вниз и формирование трансформированных вод, отделяющихся от фоновых со всех сторон внешним фронтом.

Из рис. 1 можно видеть, что внутри контура $R_\rho \leq -0.52$ в западных тропиках прослеживается двухфронтальная полоса, в которой сосредоточены anomalously низкие значения R_ρ , достигающие -0.72 . Эта узкая слегка поднимающаяся в направлении с запада на восток полоса, с удивительно постоянной шириной 2° – 3° по меридиану и с постепенно увеличивающимися значениями R_ρ , простирается затем через весь океан и по существу представляет собой пространственную фронтальную зону с двумя разделами по обе стороны трансформированных вод. Ее расположение и довольно узкая локализация связаны с нахождением точно под самой глубокой частью ложбины подповерхностного слоя высокой солёности. Это не может не способствовать сосредоточению большей части перепада солёности в нижележащих слоях, что увеличивает ее потенциальный ресурс по вертикали для еще более интенсивного воздействия конвекции в виде солевых пальцев. В результате ее длительного и устойчивого функционирования находит естественное физическое обоснование причина наблюдаемого довольно

заметного (скачкообразного) заглубления ядра ААПВ от 800 до 1000 м под контуром и к северу от него. Таким образом, тропическую фронтальную зону, расположенную в СубтрППВ с переходом в ААПВ, по-видимому, следует рассматривать как глубинную область “господства” молекулярных процессов (теплопроводность, диффузия), порождающих в силу их значительных различий солевые пальцы. Наиболее отчетливо тропический фронт выражен на западном фланге в диапазонах 17° – 18° с.ш. и 49° – 58° з.д., где максимальные горизонтальные температурные контрасты ΔT увеличиваются до 0.12°C , а соленостные ΔS — до 0.22 psu.

Примечательно, что в пользу фронтогенетической роли пальцевой конвекции говорит и тот факт, выявленный в недавнем прошлом по данным частых многократных STD-зондирований при проведении термохалинных разрезов в тропической Атлантике по программе “*The Caribbean-Sheets and Layers Transects*” (C-SALT; 1985 г.; восточнее острова Барбадос) [40] и с борта НИС “Академик Мстислав Келдыш” Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР (3-й рейс, 1983 г.; 13-й рейс, 1987 г., $\sim 11^{\circ}$ с.ш., $\sim 53^{\circ}$ з.д.) [10], что края областей ступенчатого расслоения вод с горизонтальными размерами в несколько десятков км в диапазоне глубин 300–600 м, порождаемые солевыми пальцами (при $R^* = -R_p^{-1} \leq 1.8$), носили явно фронтальный характер.

Итак, на основании полученных результатов можно констатировать, что глобальные фронты в толще вод океана (представляемые традиционной описательной океанографией как зоны резких горизонтальных изменений гидрофизических полей при схождения течений [20] или как границы раздела между водными массами) по направленности деформационных процессов можно подразделить на три типа: 1) вертикального фронтогенеза, поддерживаемого конвективными эффектами за счет двойной диффузии в режиме солевых пальцев; 2) горизонтального фронтогенеза из-за “столкновения” двух разнородных водных масс в результате адвекции и 3) комбинированного фронтогенеза под воздействием двух вышеназванных типов.

Можно предсказать, что дальнейшее перераспределение тепла и соли по горизонтали через процесс внутреннего геострофического приспособления поля движений и поля масс должно явиться механизмом обратной связи, перестраивающим фронтальные зоны вышележащих вод вплоть до появления “языков” теплых и холодных вод на левой и правой перифериях субтропического круговорота и многофронтальных систем, а также способствующим “выходу” крупномасштабных фронтов на поверхность океана. Заметим, что А. Дефант [31] еще в 1936 г. отметил, что переходный слой между океанической тропо-

сферой и стратосферой (океанический термохалин) выходит на поверхность в высоких широтах.

Конечный результат фронтогенеза зависит от суперпозиции всех деформационных воздействий: от естественной пространственно-временной изменчивости термохалинных полей; от различных приповерхностных явлений, возникающих в условиях экстремально сильного взаимодействия с атмосферой; от приливных явлений; от внутренних волн, развивающихся в сезонном термоклине; наконец, от вихревых возмущений небольшого масштаба, сосредоточенных в самом верхнем слое. Эти воздействия вносят свои усложняющие эффекты в динамику и структуру течений поверхностных слоев океана, приводя к искажению и ослаблению горизонтальных градиентов. Вот почему субтропические и тропические фронты обычно лучше идентифицируются на тех глубинах, где ниже подповерхностного максимума солености, благодаря пальцевой конвекции, происходит эффективный тепло- и массообмен через гидростатически устойчивый океанический пикноклин.

Хотелось бы выразить надежду, что полученные результаты могут явиться стимулом для разветвления последующих углубленных исследований и позволят более реалистично подойти к выяснению фактической роли других возможных фронтогенетических механизмов в различных слоях стратифицированной толщи вод океана.

Благодарности. Я с благодарностью храню память о выдающемся океанологе, члене-корреспонденте АН СССР Константине Николаевиче Федорове, плодотворные дискуссии с которым стимулировали мой интерес к еще не решенной области современной физической океанологии — исследованию крупномасштабных проявлений мелкомасштабных процессов в океане.

Источник финансирования. Работа выполнена по теме Росгидромета “Мониторинг глобального климата и климата Российской Федерации и ее регионов, включая Арктику. Развитие и модернизация технологий мониторинга”, регистрационный номер АААА-А20-120071090073-0.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Е.И. Структура и динамика вод системы Гольфстрима. М.: Гидрометеоиздат, 1988. 252 с.
2. Бубнов В.А. Структура и динамика средиземноморских вод в Атлантическом океане // Океанологические исследования. 1971. Т. 22. С. 220–278.
3. Бубнов В.А. Северо-Атлантическое течение по данным эксперимента “Атлантэкс” // Океанология. 1994. Т. 34. № 6. С. 805–810.
4. Галеркин Л.И., Гриценко А.М., Панфилова С.Г. и др. Сезонная изменчивость горизонтальных градиентов температуры в Северной Атлантике // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 4. С. 539–543.

5. Грузинов В.М. Геострофические течения зоны субполярного фронта северной части Атлантического океана // *Океанология*. 1964. Т. 4. Вып. 2. С. 243–248.
6. Грузинов В.М. Гидрология фронтальных зон Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 272 с.
7. Добролюбов С.А., Лаппо С.С., Морозов Е.Г. и др. Изменчивость водных масс в Северной Атлантике по данным гидрологических разрезов вдоль 60° с.ш. // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 255–259.
8. Емельянов М.В., Федоров К.Н. Структура и трансформация промежуточных вод Средиземного моря и Атлантического океана // *Океанология*. 1985. Т. 25. Вып. 2. С. 206–214.
9. Иванов Ю.А., Нейман В.Г. Фронтальные зоны Южного океана // *Антарктика*. М.: Наука, 1965. С. 98–109.
10. Материалы океанологических исследований. Вып. 3. Мезоструктура гидрофизических полей океана: Каталог / Под ред. Озмидова Р.В. и Паки В.Т. М.: Акад. наук СССР, Междунед. геофизический комитет, Секция океанографии, 1989. 108 с.
11. Никитин О.П. О квазистационарном антициклоническом вихре над Ньюфаундлендской котловиной // *Тр. ГОИН*. 2017. Вып. 218. С. 63–73.
12. Никифоров Е.Г., Савченко В.Г., Шнайхер А.О. Системы гидрологических фронтов Северной Атлантики // *Тр. ААНИИ*. 1977. Т. 338. С. 5–16.
13. Перескоков А.И. Исключение грубых ошибок при статистической обработке глубоководных гидрологических данных // *Тр. ВНИИГМИ–МЦД*. 1984. Вып. 101. С. 106–113.
14. Перескоков А.И. Экстремумы статической устойчивости в экваториально-тропической области Северной Атлантики и их связь с границами водных масс // *Тр. ВНИИГМИ–МЦД*. 1984. Вып. 102. С. 22–32.
15. Перескоков А.И. Влияние конвекции в режиме солевых пальцев на структуру океанического термохалоклина // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 6. С. 913–919.
<https://doi.org/10.31857/S0030-1574596913-919>
16. Перескоков А.И., Федоров К.Н. Дифференциально-диффузионная конвекция в толще вод океана как климатообразующий фактор // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 1. С. 229–232.
17. Перескоков А.И., Федоров К.Н. Вентиляция вод термоклина океана конвекцией типа солевых пальцев // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 192–196.
18. Россов В.В., Кисляков А.Г. Новые исследования Северо-Атлантического течения (по материалам э/с “Атлантида”) // *Океанология*. 1971. Т. 11. Вып. 4. С. 753–758.
19. Семенов В.М., Перескоков А.И. Эволюция атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой при сдвиге гидрологического фронта // *Метеорология и гидрология*. 1991. № 5. С. 101–105.
20. Степанов В.Н. *Океаносфера*. М.: Мысль, 1983. 270 с.
21. Степанов В.Н., Галеркин Л.И., Кутько В.П. и др. Формирование и изменчивость гидрофизических полей северной части Атлантического океана. М.: Гидрометеиздат, 1984. 139 с.
22. Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура вод океана // Л.: Гидрометеиздат, 1976. 184 с.
23. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 296 с.
24. Федоров К.Н. Изопикнический эффект локального турбулентного перемешивания в океанском пикноклине // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 5. С. 1230–1234.
25. Федоров К.Н. О термохалинных характеристиках фронтов в океане // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 1. С. 206–210.
26. Федоров К.Н., Перескоков А.И. Типизация термохалинных условий стратификации в Мировом океане // *Метеорология и гидрология*. 1986. № 12. С. 71–77.
27. Филюшкин Б.Н., Кожелупова Н.Г. Обзор исследований средиземноморских внутритермоклинных вихрей в Атлантическом океане // *Океанологические исследования*. 2020. Т. 48. № 3. С. 123–147.
[https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2020.48\(3\).8](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(3).8)
28. Auer S.J. Five-year climatological survey of the Gulf Stream system and its associated rings // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. № C11. P. 11709–11726.
29. Barret J.R. Salinity changes in the western North Atlantic // *Deep-Sea Res.* 1969. Suppl. to V. 16. P. 7–16.
30. Clarke R.A., Hill H.W., Reiniger R.F. et al. Current system south and east of the Grand Banks of Newfoundland // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. V. 10. № 1. P. 25–65.
31. Defant A. Die Troposphere des Atlantischen Ozeans // *Wiss. Ergebh. Deut. Atl. Exped.* 1936. Bd. 6. № 7. H. 2.
32. Dickson R.R., Lazier J., Meincke J. et al. Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic // *Progr. Oceanogr.* 1996. V. 38. P. 241–295.
33. Lazier J.R.N. Observations in the Northwest Corner of the North Atlantic Current // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. V. 24. № 7. P. 1449–1463.
34. Mann C.R. The termination of the Gulf Stream and the beginning of the North Atlantic Current // *Deep-Sea Res. and Oceanographic Abstract*. 1967. V. 14. Issue 3. P. 337–359.
35. McWilliams J.C. Oceanic frontogenesis // *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2021. V. 13. P. 227–253.
<https://doi.org/10.1146/annurev-marine-032320-120725>
36. McWilliams J.C., Gula J., Molemaker M. J. The Gulf Stream north wall: ageostrophic circulation and frontogenesis // *J. Phys. Oceanogr.* 2019. V. 49. № 4. P. 893–916.
<https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0203.1>
37. Olson D.B., Brown O.B., Emmerson S.R. Gulf Stream frontal statistics from Florida Straits to Cape Hatteras derived from satellite and historical data // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. № C8. P. 4569–4577.
38. Pickart R.S. Is Labrador Sea water formed in the Irminger Basin // *Int. WOSE Newsl.* 2000. № 39. P. 6–8.
39. Pickart R.S., Torres D.J., Clarke R.A. Hydrography of the Labrador Sea during active convection // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. V. 32. № 2. P. 428–457.
40. Schmitt R.W. The Caribbean sheets and layers transects (C-Salt) program // *EOS*. 1987. V. 68. P. 57–60.
41. Spall M.A., Pickart R.S. Where does dense water sink? A Subpolar Gyre example // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. V. 31. P. 810–826.
42. Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H. *The oceans, their physics, chemistry and general biology* // New York, Prentice-Hall, 1942. 1060 p.
43. Talley L.D., McCartney M.S. Distribution and circulation of Labrador Sea water // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. V. 12. № 11. P. 1189–1205.

About a Possible Frontogenetic Role of Salt Finger Type Convection in the Ocean

A. I. Pereskokov[#]

All-Russian Scientific Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center, Obninsk, 249035 Russia

[#]*e-mail: peres@meteo.ru*

The fundamental problem of the study of oceanic fronts is to find the mechanisms that play an essential role in the generation of fronts (frontogenesis) of planetary scale and to maintain them. To study this problem with regard to the North Atlantic Ocean the fields of horizontal temperature (and salinity) gradients in the intermediate water column have been compared for the first time to the field of density ratio that characterizes the spatial inhomogeneity of vertical heat and mass transfer due to the processes of double diffusion of heat and salt. The comparison shows the presence of more or less sharp thermohaline frontal zones throughout the periphery of the two vast areas in the subtropical and tropical zones covered by intense differential-diffusion convection in the salt finger regime. This is a strong argument for the fact that this previously ignored small-scale (experiencing impact of molecular processes) convection may be a prime cause of large-scale frontogenesis in the oceanic water column.

Keywords: oceanic frontogenesis, horizontal gradients, circulation, eddy formation, main thermocline, diapycnic transfer, double diffusion, salt fingers, density ratio, North Atlantic