

Волновой подъём вод над Срединно-Атлантическим хребтом в районе Азорского фронта

В.А. Мельников

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997, Россия
E-mail: vmelnikov@ocean.ru*

На основе гидрофизических измерений *in-situ*, полученных в экспедиции Института океанологии РАН (31 рейс нис «Академик Курчатов») в апреле–июле 1980 г. в квадрате 27–37° с.ш., 27–40° з.д. с использованием современных спутниковых данных измерений температуры поверхности океана (Pathfinder, v.5, 1981–2007 гг.), аномалий уровня моря (Aviso, 1993–2015 гг.) и модели глубин океана ETOPO-1, рассматривается мезомасштабная изменчивость в области Азорского фронта, над Срединно-Атлантическим хребтом, к юго-западу от Азорских островов. Три (за двухмесячный период) последовательные гидрологические съёмки, инструментальные измерения течений и температуры на 13 автономных буйковых станциях общей продолжительностью около 1,5 мес., оперативные разрезы верхнего 500-метрового слоя по ходу судна при помощи теряемых термозондов, а также моделирование волновых процессов позволили интерпретировать наблюдаемые над САХ пространственно-временные особенности поля температуры как полусуточные внутренние волны первой моды (с масштабом длины волны ~120 км), распространяющиеся от оси хребта к юго-востоку. В поле температуры по спутниковым измерениям на поверхности океана постоянно наблюдаются параллельные оси САХ полосы холодных вод шириной порядка 100 км и протяжённостью вдоль хребта до 500 км. Эти полосы вытянуты вдоль изолиний фаз полусуточной внутренней волны. Совместный анализ контактных и спутниковых данных показывает, что полосы возникают при подъемах глубинных вод, вызванных внутренней волной. Волновые апвеллинги оказывают существенное влияние на процессы смешения водных масс умеренных широт и субтропических вод в районе Азорского фронта.

Ключевые слова: полевые измерения, Срединно-Атлантический хребет, субтропический круговорот, водные массы, Азорский фронт, Азорское течение, мезомасштабная изменчивость, внутренние приливные волны, режимы обтекания рельефа дна, волновой апвеллинг, диапикническое перемешивание, спутниковые данные, температура поверхности океана, аномалии уровня моря, модель рельефа дна ETOPO1

*Одобрена к печати: 07.10.2016
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-75-85*

Введение

Предметом работы является процесс развития волновых апвеллингов, наблюдающихся в поле температуры поверхности океана (далее ТПО) над Срединно-Атлантическим хребтом (САХ), в результате действия интенсивных полусуточных внутренних волн. Механизм здесь следующий. Вертикальные движения, которые создаются при обтекании склона САХ придонными приливными течениями, переносятся внутренними волнами к поверхности океана. Над «критическими» склонами рельефа дна происходит многократное усиление внутренних волн. Вследствие создающихся больших вертикальных скоростей на поверхность океана выбрасывается холодная вода из слоя сезонного термоклина. При этом горизонтальная структура вод и трансфронтальный энергообмен в системах крупномасштабных круговоротов видоизменяются.

Наряду с рассматриваемым явлением отметим другой важный эффект, связанный с интенсивными внутренними волнами. Так, авторы в (Munk, Wunsch, 1998) указывают, что в результате разрушения внутренних волн возрастает диапикническое перемешивание над неровным дном и формируется равновесная стратификация по вертикали.

Оба процесса (перемешивания по горизонтали и вертикали за счёт приливных внутренних волн) приводят к далеко идущим следствиям в процессах перераспределения сол-

нечного тепла на поверхности океанов и формирования климатических состояний Земли. Равновесная вертикальная стратификация вод напрямую определяет меридиональную циркуляцию и интенсивность переноса тепла от экватора к полюсам (Munk, Wunsch, 1998).

Количественные оценки гидрофизических параметров получены на основе контактных измерений в области Азорского фронта (АФ), в 300 милях к юго-западу от Азорских островов, а также с использованием спутниковых данных измерений ТПО Pathfinder, v.5, аномалий уровня моря Aviso и модели глубин океана ETOPO-1.

Измерения и данные

В период с 17 апреля по 30 июля 1980 г. в центральной части Атлантического океана на акватории, ограниченной меридианами 27° з.д. и 40° з.д. и широтами 27° с.ш. и 37° с.ш. (далее «Полигон»), была проведена гидрофизическая экспедиция с целью установления районов зарождения синоптических вихревых систем (Корт, 1981). В экспедиции были выполнены три последовательные (1–15 мая, 13–21 июня и 9–13 июля) гидрологические съёмки до глубины 1500 м с общим количеством станций – 85 (Корт и др., 1983). К западу от цепи подводных гор Грейт Метеор, Крузер, Плейто и Атлантис (*рис. 1*) были установлены 13 автономных буйковых станций (далее АБС) с измерителями скорости течений и температуры. На первом этапе на севере Полигона три АБС А1, А2, А3 проработали от семи до девяти суток, в период с 6 мая по 15 мая. На втором этапе была выставлена гребёнка из семи АБС на расстоянии 120 миль к югу от полигона первого этапа. Второй этап с измерениями на АБС Х1–Х7 продолжался 30–32 суток, в период с 9 июня по 14 июля. Три АБС У1, У2, У3 на третьем этапе были смещены ещё на 120 миль к западу–юго-западу с целью проследить эволюцию антициклонического вихря, обнаруженного на первом этапе. Продолжительность измерений в это время составила от пяти до семи суток, в период с 8 июля по 15 июля. На отдельном буйе находилось от 7 до 16 самописцев скорости течений и температуры, которые располагались на горизонтах 30, 100, 200, 300, 400, 500, 700, 1000, 1200, 1500 метров. На станциях № 1, № 3, № 11 были дополнительно установлены приборы на горизонтах 2000, 2500, 3000, 3500, 4500 метров.

На северо-западе Полигона, на галсах под различными углами к изобатам САХ, были выполнены оперативные разрезы температуры верхнего 500-метрового слоя № 2, 3, 4, 5, 18, 27 (*рис. 1*), которые использовались для оценки пространственной структуры и анализа полусуточных внутренних волн (Мельников, 1988). Дискретность зондирований на разрезах составляла в среднем от одного до двух часов при средней скорости судна 13,5–15 узлов. Зондирования на разрезах №2–4 проводились через 20 миль; на разрезе № 5 – через 15 миль; на разрезе № 18 – через 30 миль. Погрешность измерений температуры при помощи ТЗО составляла 0,1°С, постоянная времени 0,1 с, скорость погружения 5 м/с. Погрешность измерения глубины – 1% от глубины погружения (Корт, Веренчиков, 1984).

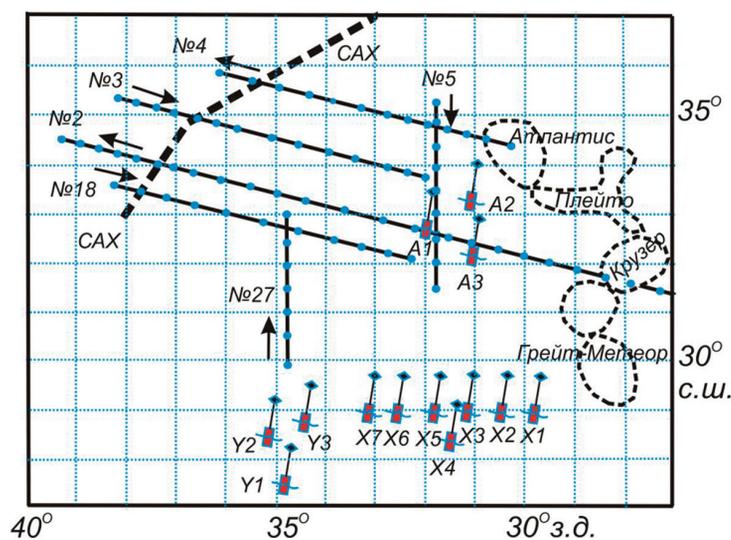


Рис. 1. Схема измерительного Полигона в гидрофизической экспедиции Института океанологии РАН летом 1980 г. Условные обозначения: отрезки прямых линий с точками – галсы с зондированиями верхнего 500-метрового слоя при помощи ТЗО (температурного зонда обрывного). Стрелки – направление движения судна. Значок в виде поплавка с мачтой отмечает положение автономной буйковой станции. Пунктирные линии – ось САХ и схематичное положение крупных подводных гор

Измерения *in-situ* были дополнены спутниковыми данными измерений ТПО Pathfinder, v.5 (<http://oceanwatch.pfeg.noaa.gov/thredds/dodsC/satellite/PN/ssta/>) на сетке 4x4 км с дискретностью 8 суток, в период с 2 сентября 1981 г. по 9 августа 2007 г.; ежесуточных аномалий уровня моря и геострофической скорости на поверхности моря Aviso (<http://atoll-aviso.vlandata.cls.fr:41080/thredds/dodsC/>) на сетке 15x15 дуговых минут в период с 1 января 1993 г. по 23 апреля 2015 г. Рельеф дна в исследуемом районе строился на сетке «1 дуговая минута» по модели поверхности Земли ETOPO-1 (Smith, Sandwell, 1997), разработанной на основе спутниковых измерений поверхности геоида.

Рельеф дна на Полигоне представлен разномасштабными структурами, включая: САХ, поднимающийся до глубин ~ 1,5 км; крупномасштабный крутой уступ (сбросовой природы) на восточном склоне САХ, с перепадом глубин ~1,5 км, протяжённостью вдоль хребта порядка 500 км; предгорья хребта с абиссальными холмами высотой до 2 км; цепь крупных подводных гор на востоке; Азорское поднятие на севере и др. (рис. 2а, 2б).

Отметим, что из сравнения рис. 2а, 2б следует, что при сглаживании рельефа дна информация об истинных наклонах дна на меньших масштабах теряется. Коль скоро придонные вертикальные скорости, возникающие при обтекании неровностей рельефа дна, прямо пропорциональны его наклонам, то переток энергии из баротропных течений в бароклинные для сглаженного рельефа обычно недооценивается.

Наблюдения

Спутниковая информация расширила представление о гидрофизических процессах на Полигоне, так что по совокупным данным оказалось возможным оценить структуру

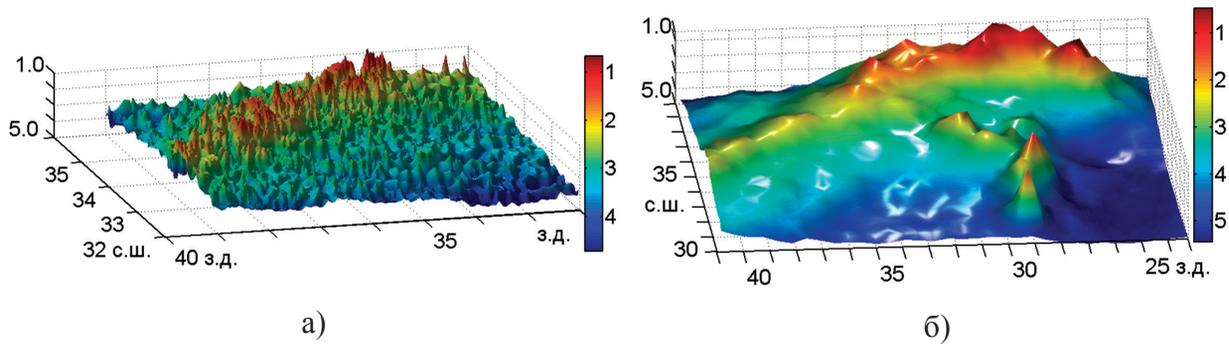


Рис. 2. Рельеф дна в районе Полигона (модель ETOPO-1); цветовая шкала глубин в км.
 а) подробный, на сетке квадратов со стороной 1 дуговая минута;
 б) сглаженный по квадратам с диагональю в $\frac{3}{4}$ градуса

полей в диапазонах пространственной изменчивости от мезомасштабной O (10–200 км) до крупномасштабной O (200–1000 км). Для исследования процесса апвеллинга представляют интерес следующие разномасштабные особенности наблюдаемых на Полигоне полей:

1. Крупномасштабная структура определяется АФ и связанным с ним Азорским течением (АТ), которые в районе Полигона пересекают САХ в широтной полосе $32\text{--}37^\circ$ с.ш. АФ и АТ интенсивно изучались в ходе выполнения ряда океанографических программ с использованием разнообразных контактных и дистанционных измерительных средств (Корт, 1981; Kase, Siedler, 1982; Gould, 1985; Klein, Siedler, 1989; Rudnick, Luyten, 1996; Tychensky et al., 1998; Volkov, Fu, 2011; Bashmachnikov et al., 2015). АФ является северной границей субтропического круговорота – крупномасштабной циркуляционной структуры Атлантического океана. АТ начинается в промежуточной зоне между Гольфстримом и Северо-Атлантическим течением, в юго-восточной области Ньюфаундлендского поднятия. Далее к востоку АТ предстаёт как струйное, меандрирующее, зональное (в среднем вдоль широты 34° с.ш.) течение. Восточнее САХ, в восточном бассейне Северной Атлантики, от него, по мере продвижения на восток, к югу отходят последовательно три ветви, которые в конечном счёте впадают в Северное экваториальное течение (с переносом воды на запад), замыкающее субтропический круговорот (Klein, Siedler, 1989). По спутниковым данным АФ на Полигоне хорошо заметен в полях ТПО, аномалий уровня моря и в геострофических скоростях.

2. Мезомасштабные вихревые движения характеризуются повышенной кинетической энергией по сравнению с другими областями АФ в Атлантике (Корт и др., 1983; Volkov, Fu, 2011). В мезомасштабной циркуляции в области Азоры–Мадейра доминирует вклад от меандров АТ и образующихся из меандров вихрей (Tychensky et al., 1998). Масштаб меандров АТ оценивается в несколько сот км, в то время как с обоих флангов (северного и южного) фронта срываются вихри размером в среднем порядка 200 км, с временным масштабом изменений ~ 1 месяц, по сведениям из (Siedler, Onken, 1996). Спектральный анализ двухлетних альтиметрических данных (Le Traon, De Mey, 1994) показал вихревые доминирующие возмущения с периодами более 100 суток и размерами более 300 км.

Мезомасштабный антициклонический вихрь, обнаруженный в начале мая на севере Полигона, имел средний диаметр по 15-градусной изотерме 250–300 км, глубину смещения этой изотермы 75–100 м и перемещался в юго-западном направлении со скоростью порядка 4 мили/сут. Вихрь прослеживался до горизонта 1500 м. Величины орбитальных скоростей достигали 20–25 см/с в верхнем 800-метровом слое и 6–8 см/с на горизонте 1500 м (Корт и др., 1983).

На пятнадцати трансокеанских температурных разрезах (в слое 0–500 м) общей длиной 16,5 тыс. км было зафиксировано 26 циклонических и антициклонических вихрей со средним диаметром 200–250 км и средней величиной смещения 15° изотермы 100–150 м. Большая часть обнаруженных вихрей концентрируется вокруг Азорских островов, особенно к юго-западу от них (Корт, Веренчиков, 1984).

3. Инструментальные измерения на Полигоне показали интенсивные перемежающиеся по времени и пространству приливные и инерционные течения, которые усиливаются около дна океана (Бышев и др., 1984; Мельников, 1988). На горизонте 200 м из суммарной средней (примерно за месяц) плотности кинетической энергии величиной $240 \text{ см}^2/\text{с}^2$ на долю синоптической (вихревой) изменчивости пришлось $35 \text{ см}^2/\text{с}^2$ (15%); инерционные колебания (вместе с суточными) доминировали – $144 \text{ см}^2/\text{с}^2$ (60%), энергия полусуточных колебаний составила $46 \text{ см}^2/\text{с}^2$ (19%), и $3 \text{ см}^2/\text{с}^2$ (1%) были обусловлены 6-часовым приливным обертоном. Глубже горизонта 2000 м, где наблюдался минимум кинетической энергии $\sim 10 \text{ см}^2/\text{с}^2$, энергия возрастала ко дну до $\sim 40 \text{ см}^2/\text{с}^2$. О распределении энергии по вертикали в слое от поверхности до главного термоклина дают представление следующие оценки: $25 \text{ см}^2/\text{с}^2$ – в слое 0–100 м; $100 \text{ см}^2/\text{с}^2$ – на глубинах 300–400 м; максимум $150\text{--}175 \text{ см}^2/\text{с}^2$ на горизонте 700 м; $50 \text{ см}^2/\text{с}^2$ – на глубине 1500 м.

4. Структура пространственной мезомасштабной изменчивости оценивалась по данным оперативных разрезов ТЗО (рис. 1). Над восточным склоном САХ, на галсах поперечных средним изобатам, в поле изотерм верхнего 500-метрового слоя океана наблюдались квазипериодические по горизонтали волны длиной 120 км и 30–40 м по амплитуде (рис. 3). По мере приближения к оси хребта заметны достоверные уменьшение длины волны и увеличение амплитуды при уменьшении глубины океана. На масштабе восточного склона (~600 км) отмечается понижение температуры в области вершины поднятия хребта с выклиниванием изотермы 18°C на поверхность. Картина, качественно подобная на рис. 3, наблюдалась и на других разрезах, но протяжённость возмущений изменялась в пределах от 80 до 160 км вследствие эффекта Доплера. Сходство колебаний изотерм на параллельных галсах свидетельствует о стационарном и периодическом характере силы, вызывающей такие движения. С учётом доминирования полусуточных колебаний по измерениям на АБС предполагалось, что такие возмущения изотерм порождаются лунными приливами. В каждой точке максимального подъема изотерм была вычислена разность между местным временем зондирования и временем предыдущей кульминации Луны (верхней или нижней). Этот промежуток времени характеризует фазу возмущения, наблюдаемого на разрезе, относительно стационарного воздействия, за которое принимался приливной M_2 -потенциал.

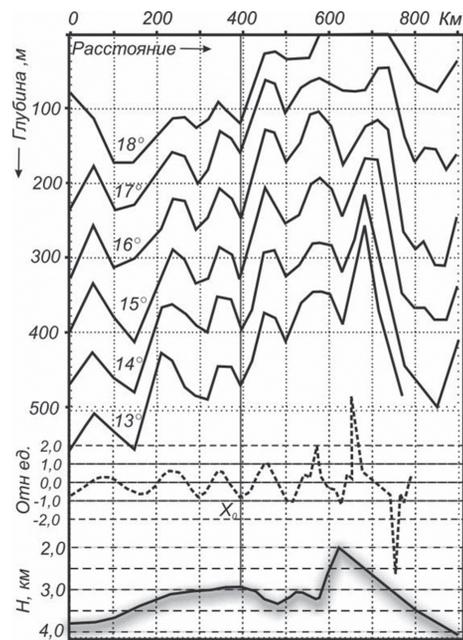


Рис. 3. Изотермы в градусах Цельсия на разрезе № 2 поперек изобат САХ (верхняя панель).
 Панель в середине рисунка: расчёт положения обобщённой изотермы для полусуточных внутренних волн по модели (Мельников, 1982) с учётом эффекта Доплера (штриховая линия);
 начальные условия заданы на вертикальной линии в точке x_0 ; нижняя панель –
 сглаженный рельеф дна САХ

В распределении рассчитанных фаз по акватории была обнаружена закономерность (рис. 4, схема на врезке в белом прямоугольнике). Линии одинаковых фаз расположились в среднем параллельно сглаженным изобатам.

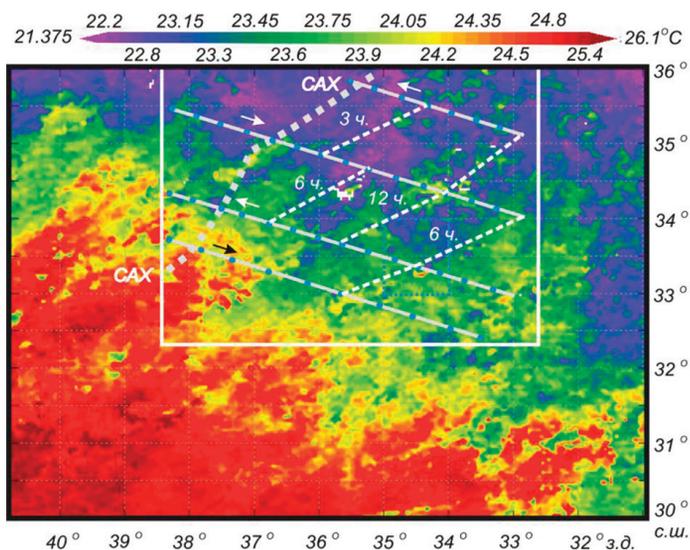


Рис. 4. Поле ТПО на 30.06.1999. Цветовая шкала в градусах Цельсия. В белом прямоугольнике показаны изолинии фаз (в часах, после кульминации Луны) внутренней приливной M_2 -волны первой моды; Средняя ось САХ изображена утолщённой штриховой линией. Поперечные к оси хребта параллельные линии – галсы судна. Стрелки указывают направление движения судна. Точки – зондирования термозондами

5. Характерной особенностью поля ТПО на Полигоне по спутниковым данным является ярко выраженная зона Азорского фронта шириной порядка 400–500 км (рис. 4).

В полях аномалий уровня моря и геострофической скорости прослеживается меандрирующее Азорское течение при средней плотности кинетической энергии $158 \text{ см}^2/\text{с}^2$, которая возрастает в отдельных случаях до $1100 \text{ см}^2/\text{с}^2$. Максимальные зональные скорости достигают по амплитуде $-28, +38 \text{ см/с}$, меридиональные скорости – $-48, +41 \text{ см/с}$. Для вычисленных по аномалиям уровня моря многолетних средних (за время ~ 20 лет) геострофических компонент скорости на поверхности океана получена оценка $(U, V) = (2,35, -2,82) \text{ см/с}$, подтверждающая средний перенос на юго-восток.

В фокусе внимания находилась вторая особенность поля ТПО. На примере *рис. 4* видны вытянутые вдоль оси хребта полосы более холодных (чем фон) вод. Такие полосы постоянно наблюдаются на Полигоне. Длина полос достигает 500 км , а ширина $\sim 100 \text{ км}$.

Интерпретация наблюдений

Для выяснения механизма формирования холодных полос на поверхности океана была проведена оценка пространственно-временных масштабов главных составляющих частотного суммарного спектра колебаний и моделирование внутренних волн с учётом реальной топографии дна и эффекта Доплера. Задача состояла в том, чтобы разделить вихри и волны на оперативных разрезах в области перекрытия диапазонов их возможных горизонтальных масштабов ($100\text{--}150 \text{ км}$), определить динамический процесс, лежащий в основе возникновения характерных волнообразных возмущений изотерм над склоном САХ, и объяснить наблюдаемое выклинивание изотермы 18°C на поверхность.

В результате анализа выяснилось, что полосы на поверхности возникают при подъёмах холодных вод, вызванных полусуточной волной первой моды и общим средним подъёмом изотерм в области оси хребта. Выбросы холодных глубинных вод на поверхность океана обусловлены большими вертикальными скоростями $\sim 0,31 \pm 0,05 \text{ см/с}$ ($70\text{м}/6,2\text{час.}$), которые создаются при обтекании приливными течениями рельефа дна, близкого к критическому в области крупномасштабного уступа на восточном склоне САХ. По измерениям на АБС дисперсия температуры в полосе спектрального пика полусуточных колебаний доминирует среди остальных составляющих спектра. Так, в слое океана $200\text{--}400 \text{ м}$ среднеквадратическое отклонение полусуточных колебаний было порядка $0,1^\circ\text{C}$, что эквивалентно по амплитуде волн $\sim 7,7 \text{ м}$, с пересчётом по среднему вертикальному градиенту температуры $T_{0z} \sim 0,013 \pm 0,001^\circ\text{C/м}$. Соответственно, высота волн на нижней границе сезонного термоклина составляет в среднем $\sim 50 \text{ м}$ только за счет полусуточных колебаний. Во время выполнения разрезов вихри отсутствовали. Интенсивность колебаний в синоптической полосе частот была минимальной: с.к.о. порядка $0,06^\circ\text{C}$ ($\sim 4,7 \text{ м}$). Максимальные значения синоптической изменчивости – по с.к.о. около $0,17^\circ\text{C}$ ($\sim 13 \text{ м}$) – достигались во время прохождения вихря через полигон АБС. Карты гидрологических съёмок показывают отдельные вихри диаметром $250\text{--}300 \text{ км}$ со смещением изотерм в центре вихря порядка $75\text{--}100 \text{ м}$.

По данным гидрологических зондирований в нескольких точках Полигона были определены расчетные масштабы длин полусуточных внутренних волн. Локальная (в точке x) длина внутренней волны $\lambda(x)$ зависит от частоты волны ω , глубины океана $H(x)$, частоты Вайсяля-Брента $N(x,z)$ и номера моды n : $\lambda(x) = (2/n) \int_0^{H(x)} a dz$, где $a^2(z,x) = (N^2 - \omega^2)/(\omega^2 - f^2)$, f – параметр Кориолиса. Полусуточная волна первой моды имеет расчётную длину $\lambda \sim 120 \pm 5$ км при глубине океана $H = 3$ км.

Доплеровские масштабы возмущений изотерм на разрезах ТЗО оптимально соответствовали предположению, что поле представлено внутренней волной первой моды, распространяющейся от хребта в юго-восточном направлении. Это согласуется с данными пространственных спектров (Морозов, Никитин, 1984). Учитывая, что разрезы выполнены в течение одного месяца, уместно предположить, что рассматриваемая волна постоянно существует перед хребтом. Внутренняя волна представляет собой череду вытянутых параллельно оси хребта гребней и впадин в рельефе поверхности изотерм.

Сравнительная простота структуры поля внутренних волн в исследуемом районе позволяет применить к реальным условиям модель (Мельников, 1982) внутренних волн при неоднородном субкритическом рельефе дна. Результаты расчета (рис. 3, средняя панель) сравнивались с изотермами на разрезе № 2. Из сравнения следует, что несмотря на сильную идеализацию, модель описывает основные особенности волнового поля, связанные с крупномасштабными формами рельефа дна. Во-первых, длина волны определяется глубиной океана. Во-вторых, при уменьшении глубины океана амплитуда волн увеличивается. В третьих, вблизи оси хребта поле усложняется. Здесь рельеф дна близок к критическому, т.е. наклон дна $\sim 0,03$ (на гигантском уступе САХ с перепадом глубин 1,5 км на расстоянии 50 км) близок к наклону характеристик уравнения для внутренних волн $dz/dx \sim 1/a$. Расположение изолиний фаз волны вдоль изобат и рефракция волны в южной части акватории разрезов, также являются признаками влияния рельефа дна. Крупномасштабное понижение температуры над вершиной САХ, заметное по среднему уменьшению глубины залегания изотерм, в модели не описывается. Причиной этого явления может быть накопление холодных вод в результате процесса их постоянного выброса. Роль рельефа дна в усилении приливных течений двойка. Во-первых, вследствие условия неразрывности, течения усиливаются при сужении доступного для движения пространства, т.е. в узкостях между подводными горами, абиссальными холмами, в разломах, при уменьшении слоя воды над подводными горами и САХ и т.д. Во-вторых, при обтекании неровностей дна возникает вертикальная скорость, пропорциональная локальному наклону поверхности дна, в силу условия непротекания. Далее, возникшее придонное возмущение скорости в стратифицированной жидкости может оставаться «захваченным» около дна или, при определённых условиях, переноситься наклонно посредством волнового процесса (Мельников, 2011). При критическом наклоне дна, области, охваченные движением, сужаются, и интенсивность течений существенно возрастает. Пример деформации внутренней прогрессивной волны первой моды при набегании на наклонную «ступеньку» на дне показан на рис. 5. Вблизи

поверхности океана, за счёт больших вертикальных скоростей, в таких внутренних волнах возможны выбросы вод из сезонного термоклина в верхний однородный слой и на поверхность океана.

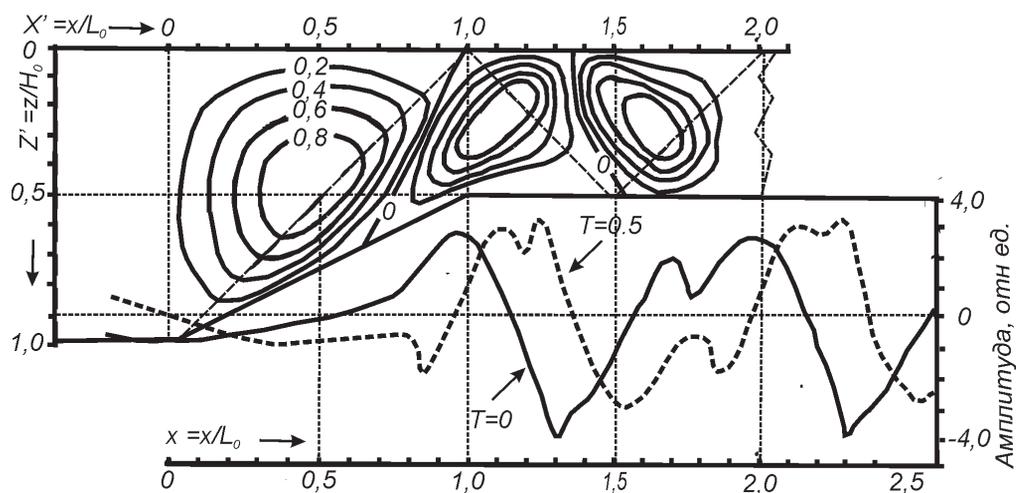


Рис. 5. Изолинии функции тока прогрессивной внутренней волны первой моды над линейным склоном дна шириной $xL = 1$ при изменении глубины от $H1 = 1$ до $H2 = 0,5$ в безразмерных координатах в момент времени, равному четверти периода. Штриховая линия – характеристики (верхняя панель). Амплитуды волны на уровне $Z = 0,05$ в начальный момент времени (сплошная) и через четверть периода (пунктир) – нижняя панель

Выводы

1. Дополнение измерений *in-situ* спутниковыми данными предоставляет существенно новые возможности для изучения разномасштабных гидрофизических процессов в океане.
2. По спутниковым данным на Полигоне выделяется крупномасштабная зона Азорского фронта, шириной порядка 400–500 км. Фронту соответствует меандрирующее Азорское течение при средней плотности кинетической энергии геострофических течений на поверхности океана $\sim 160 \text{ см}^2/\text{с}^2$. На поверхности акватории наблюдаются вытянутые вдоль оси хребта полосы с пониженной температурой.
3. Обнаруженные на оперативных разрезах в верхнем 500-метровом слое океана, над восточным склоном САХ, регулярные волновые структуры с масштабом длины ~ 120 км, амплитудой $\sim 30\text{--}40$ м обусловлены крупномасштабной полусуточной внутренней волной первой моды, распространяющейся от оси хребта на юго-восток.
4. Фронты этой волны расположены параллельно оси САХ и имеют протяжённость до 500 км. Вероятной областью генерации волны является гигантский уступ, с перепадом глубин 1,5 км на расстоянии 50 км, протяжённостью порядка 500 км вдоль оси САХ.
5. Выбросы холодных вод на поверхность океана обусловлены большими вертикальными скоростями $\sim 0,3$ см/с, создающимися при обтекании приливными течениями рельефа дна, близкого к критическому, в области крупномасштабного уступа на склоне САХ.

Благодарности: работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 14-05-00159 и № 15-05-04198.

Литература

1. Бышев В.И., Иванов Ю.А., Харламов А.И. Инерционные и приливные движения на полигоне в восточной части Северной Атлантики // *Океанологические исследования*. 1984. № 36. С. 17–22.
2. Корт В.Г. 31-й рейс научно-исследовательского судна «Академик Курчатов» (основные научные результаты) // *Океанология*. 1981. Т. 21. № 1. С. 183–187.
3. Корт В.Г., Веренчиков Н.Н. Географическое распределение мезомасштабных вихрей в восточной части Северной Атлантики // *Океанологические исследования*. 1984. № 36. С. 50–54.
4. Корт В.Г., Краснопевцев А.Ю., Шадрин И.Ф. Эволюция мезомасштабных океанских вихрей к юго-западу от Азорских островов // *Океанология*. 1983. Т. 21. № 1. С. 5–12.
5. Мельников В.А. Влияние рельефа дна на внутренние волны // *Изв. АН СССР. Физ. атм. и океана*. 1982. Т. 18. № 7. С. 775–778.
6. Мельников В.А. Низкомодовые полусуточные внутренние волны вблизи Срединно-Атлантического хребта // *Океанологические исследования*. 1988. № 41. С. 73–82.
7. Мельников В.А. Топографические внутренние волны в северо-восточной части Атлантического океана // *Девятая открытая Всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»*. Секция: Дистанционные исследования поверхности океана и ледяных покровов. Тезисы. Москва. ИКИ РАН. 2011. С. 276.
8. Морозов Е.Г., Никитин С.В. Распространение внутренних полусуточных волн в районе с меняющимся рельефом дна // *Океанологические исследования*. 1984. № 36. С. 44–49.
9. Bashmachnikov I., Neves F., Nascimento A., Medeiros J., Ambar I., Dias J., Carton X. Temperature–salinity distribution in the northeastern Atlantic from ship and Argo vertical casts // *Ocean Sci.* 2015. Vol. 11. P. 215–236.
10. Gould W.J. Physical oceanography of the Azores front // *Progr. Oceanogr.* 1985. Vol. 14. P. 167–190.
11. Kase R.H., Siedler G. Meandering of the subtropical front, south-east of Azores // *Nature*. 1982. Vol. 300. P. 245–246.
12. Klein B., Siedler G. On the origin of the Azores current // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 6159–6168.
13. Le Traon P.-Y., De Mey P. The eddy field associated with the Azores Front east of the Mid-Atlantic Ridge as observed by the Geosat altimeter // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. No. C5. P. 9907–9923.
14. Munk W.H., Wunsch C. Abyssal recipe II: Energetics of tidal and wind mixing // *Deep-Sea Research. Part I*. 1998. Vol. 45. P. 1977–2010.
15. Rudnick D.L., Luyten J.R. Intensive surveys of the Azores Front, I, Tracers and dynamics // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. No. C1. P. 923–939.
16. Siedler G., Onken R. Eastern Recirculation // In: *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*. Gebrüder Borntraeger. Berlin. Stuttgart. 1996. Ch. 1. P. 339–364.
17. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science*. 1997. Vol. 277. P. 1957–1962.
18. Tychensky A., Le Traon P.Y., Hernandez F., Jourdan D. Large structures and temporal change in the Azores Front during the Semaphore experiment // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. P. 25009–25027.
19. Volkov D.L., Fu L.-L. Interannual variability of the Azores Current strength and eddy energy in relation to atmospheric forcing // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. No. C11011. P. 1–12.

Wave-induced upwelling over the Mid-Atlantic Ridge near the Azores front

V.A. Melnikov

P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow 117997, Russia
E-mail: vmelnikov@ocean.ru

In the paper, the mesoscale variability in the Azores front domain over the Mid-Atlantic Ridge, south-west of the Azores, is considered on the basis of hydrophysical *in-situ* measurements acquired during an expedition of the Institute of Oceanology RAS (31 cruise of r/v “Akademik Kurchatov”), in April–July 1980, in the square 27–37°N, 27–40°W, with the use of modern satellite data of ocean surface temperature (Pathfinder, v5, 1981–2007), sea level anomalies (Aviso, 1993–2015) and ETOPO-1 model of ocean depths. Three (for a two-month period) consecutive hydrological surveys, instrumental measurements of currents and temperatures using 13 moorings for a total period

of about 1.5 months, upper 500-meter layer temperature sections along the vessel route by means of expendable bathythermographs, as well as modeling of processes, made it possible to interpret the temperature field observed over the Mid-Atlantic Ridge as semidiurnal first mode internal waves with a wavelength horizontal scale ~ 120 km, propagating to the south-east from the ridge axis. In the satellite data of ocean surface temperature field, the cold water strips (100 km wide and 500 km long) were permanently observed, being stretched along the semidiurnal internal wave phase contours parallel to the ridge axis. Joint analysis of the contact and remote sensing data showed that these cold bands arise due to the upwellings caused by the internal wave. Wave upwellings have a significant impact on the process of mixing of water masses of temperate latitudes and subtropical waters in the Azores front area.

Keywords: field measurements, Mid-Atlantic Ridge, subtropical gyre, water masses, Azores front, Azores Current, mesoscale variability, internal tidal waves, bottom topography flow regimes, wave upwelling, diapycnal mixing, satellite data, sea surface temperature, sea level anomalies, bottom topography ETOPO1 model

Accepted: 07.10.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-75-85

References

1. Byshev V.I., Ivanov Yu.A., Kharlamov A.I., Inertsionnye i prilivnye dvizheniya na poligone v vostochnoi chasti Severnoi Atlantiki (Inertial and tidal movements at the test field in the eastern part of the North Atlantic), *Okeanologicheskie issledovaniya*, 1984, No. 36, pp. 17–22.
2. Kort V.G., 31-i reis nauchno-issledovatel'skogo sudna "Akademik Kurchatov" (osnovnye nauchnye rezul'taty) (31 cruise of the research vessel "Akademik Kurchatov" (main scientific results)), *Okeanologiya*, 1981, Vol. 21, No. 1, pp. 183–187.
3. Kort V.G., Krasnopevtsev A.Yu., Shadrin I.F., Evolyutsiya mezomasshtabnykh okeanskikh vikhrei k yugo-zapadu ot Azorskikh ostrovov (Evolution of mesoscale ocean eddies to the south-west of Azores islands), *Okeanologiya*, 1983, Vol. 21, No. 1, pp. 5–12.
4. Kort V.G., Verenchikov N.N., Geograficheskoe raspredelenie mezomasshtabnykh vikhrei v vostochnoi chasti Severnoi Atlantiki (Geographic distribution of mesoscale eddies in the eastern part of the North Atlantic), *Okeanologicheskie issledovaniya*, 1984, No. 36, pp. 50–54.
5. Mel'nikov V.A., Vliyanie rel'efa dna na vnutrennie volny (Influence of bottom topography on the internal waves), *Izv. AN SSSR. Fiz. atm. i okeana*, 1982, Vol. 18, No. 7, pp. 775–778.
6. Mel'nikov V.A., Nizkomodovye polusutochnye vnutrennie volny vblizi Sredinno-Atlanticheskogo khrebta (Low mode semidiurnal internal waves in the vicinity of the Mid-Atlantic ridge), *Okeanologicheskie issledovaniya*, 1988, No. 41, pp. 73–82.
7. Mel'nikov V.A., Topograficheskie vnutrennie volny v severo-vostochnoi chasti Atlanticheskogo okeana (Topographic internal waves in the north-eastern part of the Atlantic ocean), 9th konf. "Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa" (9-th Conf. "Current problems of remote sensing of the Earth from space"), Moscow, IKI RAN, Abstracts, 2011, p. 276.
8. Morozov E.G., Nikitin S.V., Rasprostranenie vnutrennikh polusutochnykh voln v raione s menyayushchimsya rel'efom dna (Propagation of internal semidiurnal waves in the area with a varying seabed relief), *Okeanologicheskie issledovaniya*, 1984, No. 36, pp. 44–49.
9. Bashmachnikov I., Neves F., Nascimento Â., Medeiros J., Ambar I., Dias J., Carton X., Temperature–salinity distribution in the northeastern Atlantic from ship and Argo vertical casts, *Ocean Sci.*, 2015, Vol. 11, pp. 215–236.
10. Gould W.J., Physical oceanography of the Azores front, *Progr. Oceanogr.*, 1985, Vol. 14, pp. 167–190.
11. Kase R.H., Siedler G., Meandering of the subtropical front, south-east of Azores, *Nature*, 1982, Vol. 300, pp. 245–246.
12. Klein B., Siedler G., On the origin of the Azores current, *J. Geophys. Res.*, 1989, Vol. 94, pp. 6159–6168.
13. Le Traon P.-Y., De Mey P., The eddy field associated with the Azores Front east of the Mid-Atlantic Ridge as observed by the Geosat altimeter, *J. Geophys. Res.*, 1994, Vol. 99, No. C5, pp. 9907–9923.
14. Munk W.H., Wunsch C., Abyssal recipe II: Energetics of tidal and wind mixing, *Deep-Sea Research*, Part I, 1998, Vol. 45, pp. 1977–2010.
15. Rudnick D.L., Luyten J.R., Intensive surveys of the Azores Front, I, Tracers and dynamics, *J. Geophys. Res.*, 1996, Vol. 101, No. C1, pp. 923–939.
16. Siedler G., Onken R., Eastern Recirculation, In: W. Krauss (Ed.), *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 1996., Ch. 1, pp. 339–364.
17. Smith W.H.F., Sandwell D.T., Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 1997, Vol. 277, pp. 1957–1962.
18. Tychensky A., Le Traon P.Y., Hernandez F., Jourdan D., Large structures and temporal change in the Azores Front during the Semaphore experiment, *J. Geophys. Res.*, 1998, Vol. 103, pp. 25009–25027.
19. Volkov D.L., Fu L.-L., Interannual variability of the Azores Current strength and eddy energy in relation to atmospheric forcing, *J. Geophys. Res.*, 2011, Vol. 116, No. C11011, pp. 1–12.