

УДК 551.466

ИССЛЕДОВАНИЕ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ ПО ДАННЫМ СТД-ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Григоренко К. С., Хартиев С. М., Соловьева А. А., Ермошкин А. В.

KINEMATIC CHARACTERISTICS OF INTERNAL WAVES IN THE CENTRAL
ATLANTIC INVESTIGATION ACCORDING TO CTD-PROFILING DATA

Grigorenko K. S.^{*}, Khartiev S. M.^{**}, Solovieva A. A.^{*}, Ermoshkin A. V.^{***}

^{*} Institute of Arid Zones of the Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences,
Rostov-on-Don, 344006, Russia

^{**} Southern Federal University, Rostov-on-Don, 344090, Russia

^{***} Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, 603950,
Russia

e-mail: klim_grig@mail.ru

Abstract. Internal waves' kinematic characteristics depend strongly on the vertical structure of the upper ocean layer's density. In this paper, the results of the hydrophysical fields' characteristics' measurements calculated from the CTD-data obtained in the 36 cruise of the "Akademik Sergey Vavilov" research vessel in October–November 2012 are presented. The mathematical formulation of the problem is reduced to the solution of the homogeneous boundary value problem, which is solved as a problem of the modal analysis. The most significant anomalous changes in the behavior of the dispersion curves were observed in the area of the polygon "Kane pass". The comparison of results of numerical calculations of the internal waves' kinematic characteristics with the data of the ocean surface radar sensing was conducted at this polygon. The σ , k values found by the radar sensing practically coincide with the coordinates of the point on the dispersion curve corresponding to the internal waves' first mode (relative error is 0.8 %). Thus we can draw a conclusion that the internal waves were recorded at the investigated polygon by detecting their surface exposure and the radar is an effective tool of their remote detection. The depth of the pycnocline in the area of the polygon "pass Kane" was analytically determined within the framework of two-layer model of the linear theory of internal waves, based on the use of the ocean surface radar sensing and the average seasonal values of the density drop. At the comparison of the CTD-measurements with the radar data, relative error was 14 %. Similar analytical investigation based only on the results of visual observation of slicks on the ocean surface and the Beaufort scale were held 14/11/12 in the area of the polygon "channel Vema". A comparison of analytically deduced theoretical estimates of the thickness of the upper stratified layer with the CTD-data showed a rather good result, for the certain situation, (error does not exceed 15 %).

Keywords: internal waves, vertical CTD-profiling, density stratification models, internal waves dynamics boundary problems, dispersion curves, slicks, radar stations

Известно, что кинематические характеристики внутренних волн существенным образом зависят от вертикальной структуры плотности верхнего слоя океана. При этом, внутренние волны индуцируют поля поверхностных движений, которые влияют на неод-

нородности гидрофизических полей и изменяют характер поверхностного волнения, образуя слики — области выглаживания мелко-масштабных компонент волновых возмущений [1]. Подробный обзор исследований, по-

Григоренко Клим Сергеевич, младший научный сотрудник Института аридных зон Южного научного центра РАН; e-mail: klim_grig@mail.ru.

Хартиев Сергей Михайлович, канд. физ.-мат. наук, доцент кафедры океанологии Южного федерального университета; e-mail: grigorenko@ssc-ras.ru.

Соловьева Анна Аркадьевна, младший научный сотрудник Института аридных зон Южного научного центра РАН; e-mail: microsolv@list.ru.

Ермошкин Алексей Валерьевич, младший научный сотрудник Института прикладной физики РАН; e-mail: eav@hydro.appl.sci.nnov.ru.

священный данной тематике, содержится в работах [2, 3].

В данной работе исследования внутренних волн проводятся на основе результатов измерений характеристик гидрофизических полей, полученных по данным CTD-профилирования (Conductivity, Temperature, Depth – исследование электропроводности, температуры и плотности) в 36 рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» в октябре–ноябре 2012 г.

Экспедиционные исследования выполнялись при сотрудничестве четырех институтов: океанологии им. П. П. Ширшова РАН (г. Москва), гидродинамики им. М. А. Лаврентьева СО РАН (г. Новосибирск) прикладной физики РАН (г. Нижний Новгород) и Института аридных зон ЮНЦ РАН (г. Ростов-на-Дону). Работы производились с помощью CTD-зонда Sea-Bird Electronics 19 plus и профилографа течений LADCP RDI Workhorse 300 kHz. Полученные данные CTD-зондирования обрабатывались с использованием стандартного программного обеспечения фирмы-производителя SBE-DataProcessing. Исследования проявления внутренних волн осуществлялось путем зондирования поверхности океана радиолокационной станцией (РЛС). По пути следования судна выполнялись три полигона измерений [4]: в проходе Кейн (9°20' с.ш. 19°51' з.д.), в разломе Романш (1° ю.ш. 22' з.д.) и в канале Вима (26°40' с.ш. и 34°10' з.д.).

1. Данные полигонов измерений

Рассмотрим данные CTD-профилирования клин на станциях 2477 (проход Кейн, 24.10.12), 2487 (разлом Романш, 28.10.12) и 2497 (канал Вима, 6.11.12). На рис. 1 и 2 представлены распределения температуры, солености и плотности соответственно для станций 2487, 2497 (рис. 1) и 2477 (рис. 2). Из рисунков видно расслоение всей толщи океана, характерное для Атлантики.

Сезонный скачок плотности имеет максимальный градиент на станциях полигона «проход Кейн» (рис. 2), что связано со значительным распреснением поверхностного слоя океана в результате выпадения осадков и поднятием сезонного пикноклина до глубин суточного. На полигоне «канал Вима», вследствие спокойных метеорологических условий, градиент плотности минимальный, но мощность верхнего квази-

однородного слоя — максимальная. Плотность воды на поверхности достигает высоких значений (1,025 г/см³ против 1,020–1,023 г/см³ на полигонах «проход Кейн» и «разлом Романш», соответственно), что также является следствием метеорологического воздействия. Если на полигоне «проход Кейн» выпадение осадков не сопровождалось интенсивным перемешиванием, то на полигоне «канал Вима» осадкам сопутствовало интенсивное волнообразование в поверхностном слое. Таким образом, плотность на полигоне «канал Вима» возрастает без резких скачков, которые сопровождалась бы пиками частоты Вайсяля–Брента и интенсивными внутренними волнами. Стратификация вод на полигоне «разлом Романш» является некой промежуточной, более схожей с наблюдаемой на полигоне «проход Кейн». При этом имеют место относительно резкий градиент плотности, меньший, чем на полигоне «проход Кейн», и верхний квазиоднородный слой, не такой значительный, как на полигоне «канал Вима».

Максимумы частоты Вайсяля–Брента приходятся на различные глубины и разделы слоев воды. На полигонах «проход Кейн» и «разлом Романш» это граница раздела слоев антарктической перемешанной воды (на глубине 70–100 м) и антарктической промежуточной воды — основной пикноклин (на глубине 100 м). На полигоне «проход Кейн» — на границе поверхностного квазиоднородного слоя и слоя антарктической перемешанной воды (на глубине 25 м) — сезонный пикно-

2. Кинематические характеристики внутренних волн

Исследованы кинематические характеристики внутренних волн на выбранных полигонах. Рассматривались свободные внутренние гравитационные волны малой амплитуды в непрерывно стратифицированном море постоянной глубины H , задача решалась в следующей постановке. Начало прямоугольной системы координат \bar{X} , \bar{Y} , \bar{X} располагается на невозмущенном уровне свободной поверхности $\bar{\zeta}(\bar{z} = 0)$, ось \bar{Z} направлена вертикально вверх. Полагали, что в состоянии покоя плотность воды зависит только от глубины, то есть $\bar{\rho}_0 = \bar{\rho}_0(\bar{z})$. Безразмерные величини-

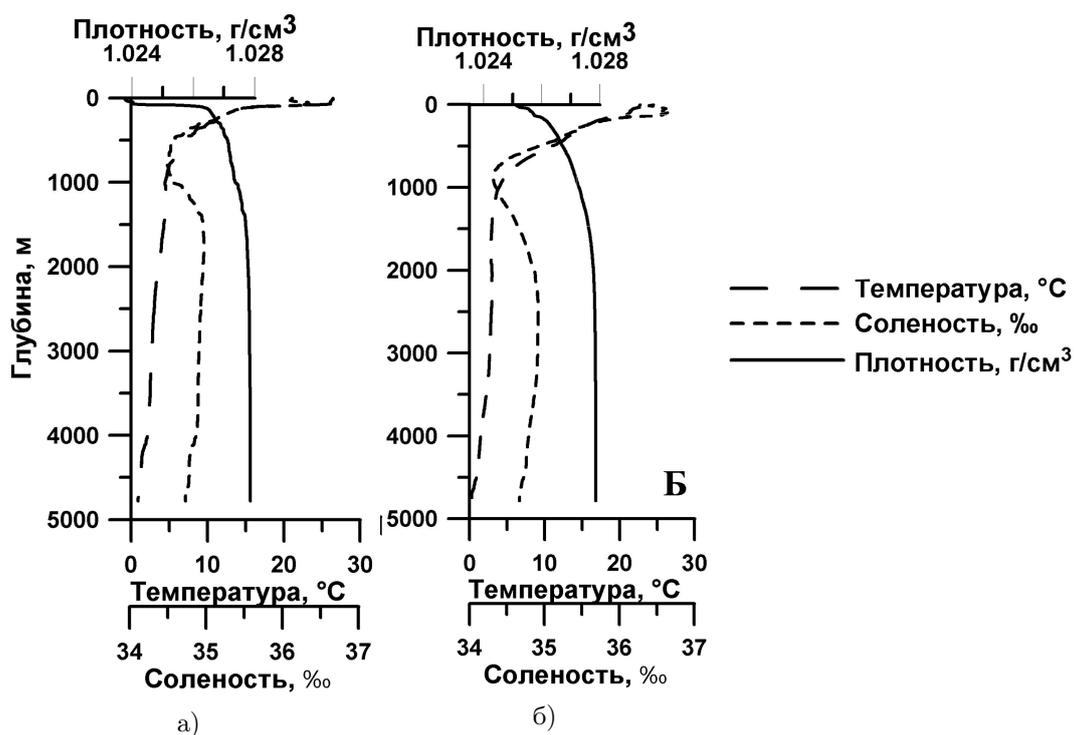


Рис. 1. Распределение температуры, солёности и плотности для станций 2487 (разлом Западный Романш) (А), 2497 (канал Вима) (Б)

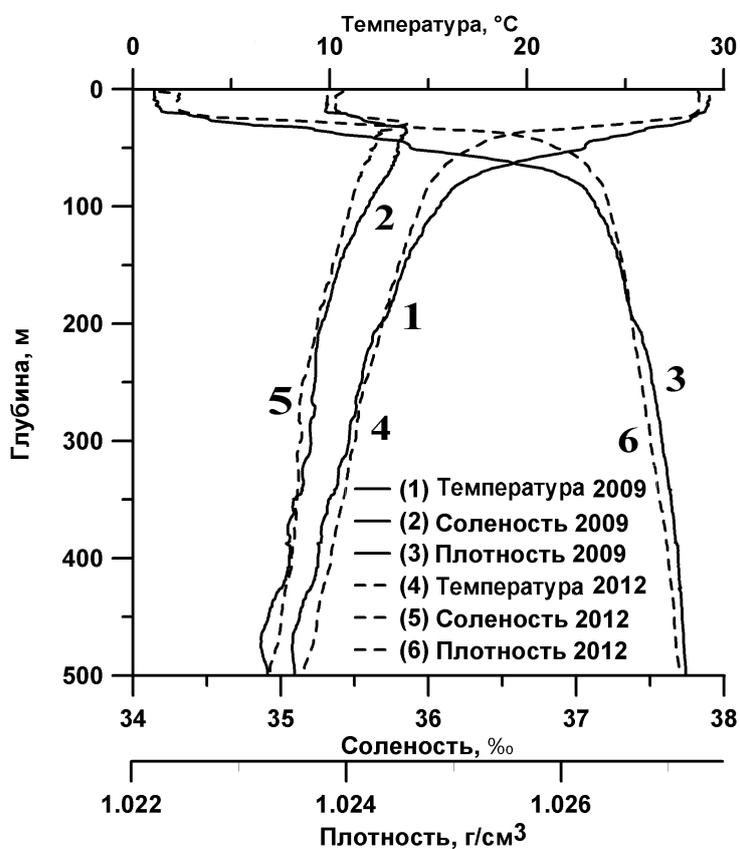


Рис. 2. Распределение температуры, солёности и плотности для гидрологических станций, расположенных в проходе Кейн в 2009 и 2012 гг.

ны связаны с размерными соотношениями:

$$(\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}, \bar{\zeta}, k) = (x, y, z, \zeta, \bar{k})H$$

$$(\bar{t}, \sigma, f) = \sqrt{\frac{H}{g}}(t, \bar{\sigma}, \bar{f}),$$

$$(\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}) = \sqrt{gH}(u, v, w),$$

$$(\bar{\rho}_0, \bar{p}) = \bar{\rho}_0(0)(\rho_0, p), \quad \bar{p} = \bar{\rho}_0(0)gHp. \quad (2.1)$$

Здесь u, v, w — компоненты безразмерного вектора скорости волновых возмущений \mathbf{V} ; $\bar{f} = 2\Omega \sin \phi$ — параметр Кориолиса; Ω — угловая скорость вращения Земли; ϕ — широта; g — ускорение свободного падения; $\bar{\sigma}$ — частота волновых колебаний; \bar{k} — горизонтальное волновое число; p, ρ — соответственно безразмерные волновые возмущения давления и плотности.

Уравнения и граничные условия, описывающие динамику внутренних волн в безразмерной форме, имеют вид [5]

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \text{grad } p + \mathbf{F}, \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{d\rho_0}{dz} w = 0, \quad \text{div } \mathbf{V} = 0,$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} - w = 0 \text{ при } z = 0; \quad (2.3)$$

$$w = 0 \text{ при } z = -1,$$

где $\mathbf{F} = \left\{ f v, -f u, -\frac{p}{\rho_0} \right\}$ — вектор массовых сил.

Разыскивая решение задачи (2.2), (2.3) в форме

$$(u, v, w, p, \rho) = [U(z), V(z), W(z), P(z), R(z)] \exp[i(kx - \sigma t)],$$

получим для определения амплитуды вертикальной скорости $W(z)$ краевую задачу следующего вида:

$$\frac{d^2 W}{dz^2} - N^2(z) \frac{dW}{dz} - k^2 \frac{\sigma^2 - N^2(z)}{\sigma^2 - f^2} W = 0, \quad (2.4)$$

$$\frac{dW}{dz} - \frac{k^2}{\sigma^2 - f^2} W = 0 \text{ при } z = 0; \quad (2.5)$$

$$W = 0 \text{ при } z = -1.$$

Здесь $N^2 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{dz}$ — квадрат безразмерной частоты Вайселя–Брента.

Однородная краевая задача (2.4), (2.5), для распределений $\rho_0(z)$, изображенных на рис. 1, 2, решалась как задача модального анализа, в которой спектральным параметром является величина k^2 , при заданной безразмерной частоте σ^2 методом конечных элементов с помощью программы, описанной в [6, 7]. Рассматривался диапазон частот, удовлетворяющих условию $f < \sigma < N$.

Дисперсионные кривые модального состава внутренних волн, рассчитанные по данным СТД-профилирования на полигонах «проход Кейн», «разлом Романш» и «канал Вима» (рис. 1, 2), изображены в безразмерном виде на рис. 3. Приведенные дисперсионные кривые характерны для типичной стратификации Атлантики в тропических и субтропических широтах.

На рис. 3 видно, что при частоте $\sigma < 0,16$, в окрестности которой существуют области резкого изменения групповой скорости внутренних волн, наблюдается сгущение дисперсионных кривых различных мод. Это так называемые аномальные зоны спектра, возникающие в окрестности критических частот, при которых некоторое собственное значение одного уединенного волновода совпадает с каким-либо значением другого [8]. При $\sigma > 0,16$ дисперсионная кривая, соответствующая первой внутренней моде полигона Кейн, резко возрастает (в отличие от дисперсионных кривых первых мод полигонов Вима и Романш), достигая величины 0,3 и более. Такие качественные и количественные изменения при $\sigma > 0,16$ в структуре дисперсионной кривой первой внутренней моды расширяют частотный диапазон существования внутренних волн в указанном полигоне и подтверждают факт существования развитых волн высокой частоты в случае стратификации с ярко выраженным пикноклином, имеющим большие градиенты плотности. В частности, частоте $\sigma = 0,3$ на полигоне «проход Кейн» соответствует длина волны первой внутренней моды — 323 м. Высокочастотные внутренние волны с периодом 12 мин. имеют длину 560 м.

Согласно исследованию [9], в районе разлома Романш наблюдаются интенсивные полусуточные приливы с амплитудами до 70 м. Расчеты, проведенные в настоящей работе, показали, что такие волны на полигоне «про-

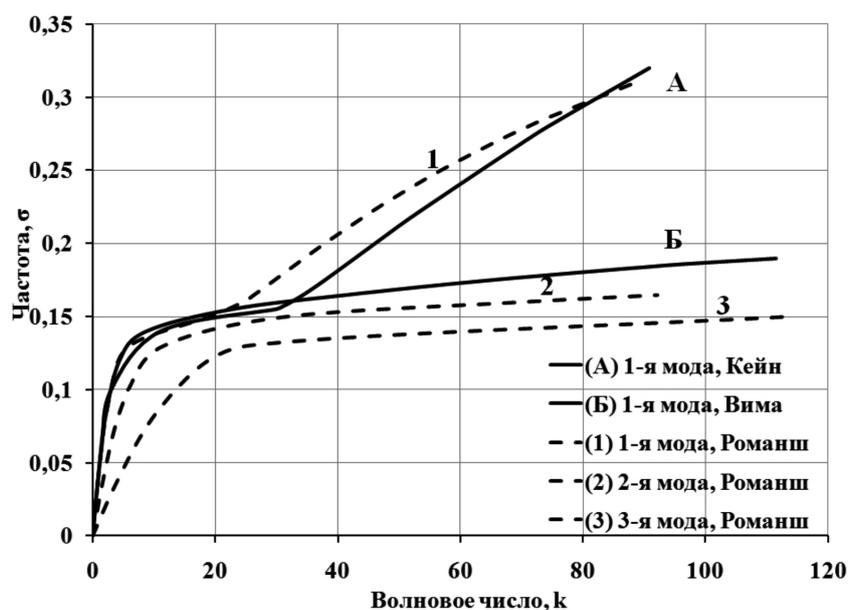


Рис. 3. Дисперсионные кривые модального состава ВВ, рассчитанные по данным STD-профилирования на полигонах «проход Кейн», «разлом Романш» и «канал Вима»

ход Кейн» и «Западный Романш» достигают длины порядка 100 км.

3. Поверхностные проявления внутренних волн и оценка глубины залегания слоя скачка плотности

Радиолокационные наблюдения внутренних волн показывают, что спутники [10] и РЛС, расположенная на судне, являются эффективным неконтактным инструментом дистанционного обнаружения внутренних волн и измерения их параметров [1, 2].

В качестве источника радиолокационных данных использовалась судовая РЛС Icom MR-1200RH со следующими техническими характеристиками. Длина волны излучения составляет $\lambda = 3,2$ см (X-диапазон), поляризация горизонтальная, диаграмма направленности 4° в горизонтальной плоскости, 22° — в вертикальной, импульсная мощность — 4 кВт, длительность импульса — 80 нс, частота повторения импульсов — 2160 Гц, период вращения антенны — 24 об/мин. Данная станция оснащалась блоком оцифровки и предварительной обработки радиолокационных (РЛ) данных, созданным в Институте прикладной физики (ИПФ) РАН. Блок оцифровки преобразовывал отраженный РЛ сигнал каждого импульса излученного РЛС в вектор, состоящий из 1022 элементов с пространственным разрешением 6

метров (частота квантования АЦП 25 МГц). Блок предварительной обработки, включенный в состав блока оцифровки, позволяет проводить усреднение по заданному числу импульсов (векторов), а также менять временную задержку оцифровки данных, что позволяет вести прием с заданной дальности. Также оцифровывался импульс оборота при работе РЛС в круговом режиме.

В процессе дальнейшей обработки оцифрованные вектора преобразовывались в серию круговых радиолокационных панорам с радиусом 6 км и временем между ними 2,5 с. Путем интерполяции данных круговые панорамы переводились в декартовы координаты с шагом по осям 6 м. Для трехмерной спектральной обработки на каждой панораме выбиралась квадратная область заданного размера. В ходе стандартной процедуры преобразования трехмерных пространственно-временных спектров в одномерные пространственные и временные были получены графики, изображенные на рис. 4.

В приведенных пространственно-временных распределениях два абсолютных максимума (пика) соответствуют двум экстремальным значениям волновых параметров $\bar{k}_0 = 0,154$ рад/м (рис. 4а), $\tau_0 \approx 500$ (рис. 4б) или длине волны $\bar{\lambda}_0 = 408$ м и периоду $\bar{\tau}_0 = 8,3$ мин.

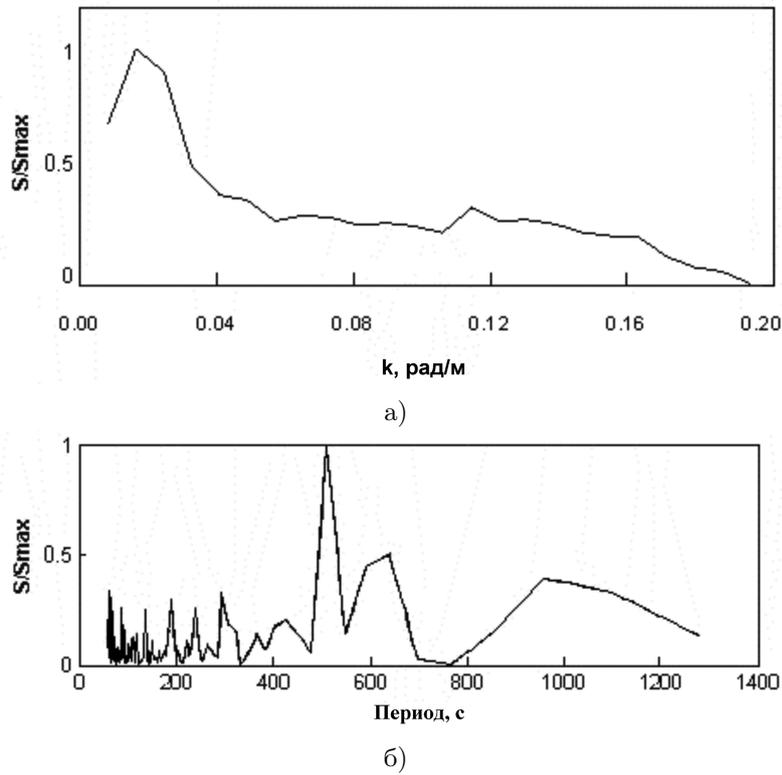


Рис. 4. Пространственно-временные распределения спектральной мощности радиолокационного сигнала на станции 2477 (полигон «Проход Кейн»)

Данные экстремальные значения волновых параметров, полученные с помощью РЛС на полигоне «проход Кейн», соответствуют первой собственной частоте (моды внутренних волн) однородной краевой задачи (2.4), (2.5) [3, 5, 11, 12]. Следуя (2.1), представим величины \bar{k}_0 и $\bar{\sigma}_0 = 2\pi/\bar{\tau}_0$ в безразмерной форме при $H = 4644$ м, получим $k_0 = 71,5$; $\sigma_0 = 0,274$. Решая далее однородную краевую задачу (2.4), (2.5) для значения $\sigma = \sigma_0$ и данных STD-профилирования, приведенных на рис. 2 (2012 г.), находим $k = 72,07$. Сравнивая с величиной, определенной методом радиолокационного зондирования $k_0 = 71,5$, получаем относительную погрешность всего 0,8 %, то есть найденная с помощью РЛС точка (σ_0, k_0) практически лежит на дисперсионной кривой, соответствующей первой моде внутренних волн на полигоне «проход Кейн». Таким образом, данные радиолокационного зондирования, достаточно хорошо подтверждены теоретическими расчетами, из чего можно сделать вывод, что на рассматриваемом полигоне были зафиксированы короткопериодные внутренние волны.

Рассмотрим теперь обратную задачу. Оценим глубину залегания слоя скачка плотности h_1 по данным дистанционного зондирования поверхности океана. Отметим, что проведение такого рода исследований в рамках краевой задачи (2.4), (2.5) в общем виде для произвольной непрерывной стратификации связано с большими математическими сложностями, обусловленными проблемой единственности решения [13, 14]. Поэтому будем исходить из упрощенной двухслойной модели стратификации океана, описывающей ярко выраженный пикноклин экваториальной зоны Атлантики, где проходили экспедиционные исследования 36 рейса НИС «Академик Сергей Вавилов». Полагаем, что распределение плотности по глубине имеют вид (черта над размерной переменной z в дальнейшем для простоты опущена).

$$\bar{\rho}_0(z) = \begin{cases} \rho_1, & 0 \leq z \leq h_1, \\ \rho_2, & h_1 \leq z \leq h_2. \end{cases} \quad (3.1)$$

Здесь h_1 — глубина залегания слоя скачка плотности $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$, толщина которого в данной модели предполагается бес-

конечно малой. В качестве первого, наиболее консервативного, параметра стратификации (3.1) выберем, связанный с перепадом плотности параметр $\varepsilon = \Delta\rho/\rho_1$. Его характерные значения в рамках принятого распределения (3.1) можно найти (оценить) для различных районов экваториальной зоны Атлантики, исходя из баз данных климатических атласов морей и океанов, а также Международных Центров Данных (Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных, г. Обнинск).

На рис. 2 приведены данные СТД-профилирования, полученные на полигоне «проход Кейн» в октябре 2009 и 2012 гг., соответственно, в рейсах НИС «Академик Иоффе» и НИС «Академик Сергей Вавилов». Как видно из рис. 2, если верхний слой океана, включающий сезонный пикноклин, претерпевает изменения, то параметр ε для двух профилей плотности, обозначенных цифрами 3 и 6, в рамках выбранной схемы стратификации (3.1) практически не меняется ($\varepsilon \approx 0,0039$) и является характерным сезонным значением для рассматриваемого района океана.

Выбор двух других параметров, необходимых для оценки глубины залегания слоя скачка плотности и верхнего квазиоднородного слоя, связан с организацией измерений для определения длины волны первой моды внутренних волн. При проведении таких измерений могут быть использованы установленные на борту судов РЛС, искусственные спутники Земли (ИСЗ) и морская авиация, а также визуальные наблюдения сликков на поверхности океана (в этом случае необходимы также измерения скорости ветра и шкала Бофорта). Воспользуемся сначала данными радиолокационного зондирования, приведенными на рис. 4. Будем считать длину волны $\lambda_1 = \bar{\lambda}_0$ и фазовую скорость первой моды внутренних волн $c_1 = \bar{\lambda}_0/\bar{\tau}_0$ известными величинами ($\lambda_1 = 408$ м, $c_1 = 0,816$ м/с).

Дисперсионное соотношение для первой внутренней моды в приближении «твердой крышки» имеет вид [9]

$$\varepsilon\delta^{-1} = \text{cth } k_1 h_1 + (1 + \varepsilon) \text{cth } k_1 h_2 \quad (3.2)$$

где

$$\delta = \frac{2\pi c_1^2}{\lambda_1 g}, k_1 = \frac{2\pi}{\lambda_1}. \quad (3.3)$$

Поскольку в исследуемом районе океана $h_1 = 408$ м, а толщина нижнего слоя

h_2 составляет несколько километров, то в (3.2) с высокой степенью точности полагаем $\text{cth } k_1 h_2 = 1$. Тогда из уравнений (3.2) определяем

$$h_1 = -\frac{\lambda_1}{4\pi} \ln \left(1 - \frac{2\delta}{\varepsilon(1 - \delta)} \right) \quad (3.4)$$

Вычисляем далее величину δ по формуле (3.3), и, принимая во внимание характерное сезонное значение для полигона «Проход Кейн» ($\varepsilon = 0,004$), используя выражение (3.4), находим $h_1 = 24$ м. Отметим, что полученный в рамках принятой модели результат хорошо согласуется с данными СТД-профилирования, представленными на рисунке 2 ($h_1 \approx 28$ м). Проведенное сравнение с результатами натуральных измерений показывает, что относительная погрешность определения глубины залегания слоя скачка плотности по данным значений трех параметров $\lambda_1, c_1, \varepsilon$ составляет в этом случае 14 %.

Рассмотрим теперь сложившуюся в рейсе ситуацию, когда оценка значений параметров плотностной стратификации осуществляется с помощью только визуальных наблюдений сликков на поверхности океана. Проявление внутренних волн в виде сликков наблюдалось 28.10.12 с борта движущегося судна при слабом ветре ($V_{\text{в}} = 1\text{--}2$ м/с) и волнении (рябь на поверхности) в районе полигона «канал Вима». Движение НИС «Академик Сергей Вавилов» некоторое время происходило в направлении, перпендикулярном гладким полосам, что позволило получить приблизительную оценку длины волны первой внутренней моды $\lambda_1 \approx 400$ м.

Известно, что слики возникают на поверхности океана в результате резонансного взаимодействия, происходящего при совпадении фазовых скоростей внутренних волн с групповыми скоростями поверхностных волн [1, 15]:

$$C_{\text{Ф}}^{\text{ВВ}} = C_{\text{ГР}}^{\text{ПВ}}, \quad 0,2 \text{ м/с} \leq C_{\text{ГР}}^{\text{ПВ}} \leq 2 \text{ м/с}. \quad (3.5)$$

При этом, как показывают лабораторные эксперименты и данные натуральных измерений [15], для гравитационных поверхностных волн группировка (образование цугов) будет происходить над подошвами основной энергонесущей (нижней) моды внутренних волн, т. е. $C_{\text{Ф}}^{\text{ВВ}} = c_1$. Используя шкалу Бофорта, определим величину фазовой скорости вет-

рового волнения

$$C_{\Phi}^{BB} = \frac{\lambda_B}{T_B} = \frac{0,3 \text{ м}}{0,5 \text{ с}} = 0,6 \text{ м/с}.$$

Согласно [12]

$$C_{\Gamma P}^{PB} = \frac{1}{2} C_{\Phi}^{PB} = 0,3 \text{ м/с},$$

что соответствует диапазону (3.5). Таким образом, в дальнейшем значения длины волны и фазовой скорости низшей моды внутренних волн в рассматриваемом районе полигона «канал Вима» считаем известными величинами: $\lambda_1 \approx 400 \text{ м}$, $c_1 = 0,3 \text{ м/с}$.

Отметим, что характерный сезонный вертикальный профиль плотности в исследуемом районе Атлантики не имеет (в отличие от полигона «проход Кейн») ярко выраженного верхнего квазиоднородного слоя и пикноклина (рис. 16). Его можно условно представить в виде двух слоев: верхнего — достаточно равномерно стратифицированного, содержащего основной перепад плотности, и нижнего — квазиоднородного. Характерная сезонная толщина слоев со временем (в течение ряда лет) может претерпевать некоторые изменения (рис. 16), 2009, 2012 гг., при этом средний сезонный перепад плотности в стратифицированном слое почти не меняется ($\varepsilon = 0,0021$).

Полагаем в дальнейшем, что плотность с глубиной изменяется по закону

$$\bar{\rho}_0 = \begin{cases} \rho_1 \exp(-\alpha z), & -h_1 \leq z \leq 0, \\ \rho_2, & -H \leq z \leq -h_1. \end{cases} \quad (3.6)$$

Здесь

$$\rho_2 = \rho_1 \exp(\alpha h_1), \quad \alpha h_1 = \ln(1 + \varepsilon).$$

Поскольку для рассматриваемых сезонных условий в исследуемом районе океана $\varepsilon \ll 1$, будут справедливы соотношения

$$\alpha \approx \varepsilon h_1^{-1}, \quad \alpha h_1 \ll 1 \quad (3.7)$$

Оценим с помощью значений параметров λ_1 , c_1 , ε толщину верхнего стратифицированного слоя h_1 , в котором, как показывают расчеты, сосредоточена основная энергия внутренних волн.

Подробное решение краевой задачи (2.4), (2.5) для распределения (3.6) содержится в

монографии [5]. В случае первой моды внутренних волн, согласно [5], получим оценку

$$0,75 m \lambda_1 \leq h_1 \leq m \lambda_1 \quad (3.8)$$

где величина m при условии (3.7) является корнем уравнения

$$\frac{\Theta}{n(m^2 + 1)} = \pi - \arctg m, \quad \Theta = \frac{\varepsilon \lambda_1 g}{2\pi_1^2}. \quad (3.9)$$

Используя ранее найденные значения параметров λ_1 , c_1 , ε , вычисляем коэффициент Θ . Подставляя затем полученный результат $\Theta = 14,554$ в уравнение (3.9), решаем его численно и находим единственный положительный корень $m \approx 1,7343$. Таким образом, из (3.8) получаем

$$520 \text{ м} \leq h_1 \leq 694 \text{ м},$$

что в условиях сложившейся ситуации (визуальные наблюдения снимков) представляет собой достаточно хороший результат (погрешность не превышает 15 %).

Заключение

Для трех полигонов измерений, на которых осуществлялось STD-профилирование в 36 рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов», рассчитаны и проанализированы вертикальная структура и дисперсионные зависимости модального состава внутренних волн. Показано, что на дисперсионных кривых существуют так называемые «зоны резонанса» (области резкого изменения групповой скорости внутренних волн), обусловленные гидрологическими особенностями рассматриваемых районов океана. Наиболее значительные аномальные изменения в поведении дисперсионных кривых наблюдаются в районе полигона «проход Кейн», имеющего ярко выраженный сезонный пикноклин.

На этом полигоне проведено сравнение результатов численных расчетов кинематических характеристик внутренних волн с данными радиолокационного зондирования поверхности океана. Найденные с помощью РЛС значения параметров σ , k практически совпадают с координатами точки на дисперсионной кривой, соответствующей первой моде внутренних волн (относительная погрешность составляет 0,8 %). Из чего можно сделать вывод, что на рассматриваемом полигоне были зафиксированы внутренние

волны по их поверхностным проявлениям, а РЛС является эффективным средством их дистанционного обнаружения.

В рамках двухслойной модели линейной теории внутренних волн, основанной на использовании данных радиолокационного зондирования поверхности океана (λ — длина волны, c — фазовая скорость) и средних сезонных значений перепада плотности (параметр ϵ) аналитически определена глубина залегания слоя скачка плотности в районе полигона «проход Кейн». При сравнении измерений СТД-профилирования, проводившихся одновременно с работой РЛС, относительная погрешность составила 14 %.

Аналогичные аналитические исследования, основанные только на результатах визуальных наблюдений сликсов на поверхности океана (параметр λ) и данных шкалы Бофорта (параметр c), проведены 14.11.12 в районе полигона «канал Вима». Сравнение полученной аналитическим путем теоретической оценки толщины верхнего стратифицированного слоя с данными СТД-профилирования показало в условиях сложившейся ситуации достаточно хороший результат (погрешность не превышает 15 %).

Авторы признательны научному руководителю 36-го рейса НИС «Академик Сергей Вавилов» Е. Г. Морозову за внимание к работе и выражают благодарность сотрудникам ИПФ РАН за предоставленные материалы по радиолокационному зондированию поверхности океана. Авторы также благодарны директору ИАЗ ЮНЦ РАН чл.-корр. РАН Д. Г. Матишову за поддержку работы на всех этапах.

Литература

1. Христофоров Г.Н. Изменение структуры морского ветрового волнения в зоне поверхностного сликса / Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность. Горький: ИПФ АН СССР, 1982, С. 189–208.
2. Бондур В.Г., Морозов Е.Г., Бельчанский Г.И., Гребенюк Ю.В. Радиолокационная съемка и численное моделирование внутренних приливных волн в шельфовой зоне // Исследование Земли из космоса. 2006. № 2. С. 51–63.
3. Хартиев С.М., Черкесов Л.В. Влияние тонкой стратификации на проявление внутренних волн, генерируемых поверхностными возмущениями / Теория океанических процессов. Севастополь: МГИ АН УССР, 1981. С. 70–74.
4. Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows, Springer, 2010. 289 с.
5. Черкесов Л.В. Поверхностные и внутренние волны. Киев: Наукова Думка, 1973. 364 с.
6. Соловьев А.Н., Хартиев С.М., Соловьева А.А., Григоренко К.С., Матишов Д.Г. Исследование характеристик внутренних гравитационных и звуковых волн на основе «Климатического Атласа Арктики 2004» // Вестник Южного научного центра РАН. 2010. Т. 6. № 1. С. 24–32.
7. Хартиев С.М., Морозов Е.Г., Григоренко К.С., Матишов Д.Г., Соловьев А.Н., Соловьева А.А. Внутренние волны в стратифицированном море при наличии слоев плотностных инверсий // ДАН. 2013. Т. 448. № 1. С. 92–96.
8. Гончаров В.В. О некоторых особенностях внутренних волн в океане / Цунами и внутренние волны. Севастополь: МГИ АН УССР, 1976. С. 87–96.
9. Morozov E.G. Semidiurnal internal wave global field // Deep Sea Research. 1995. Vol. 42. No. 1. P. 135–148.
10. New A.L., Magalhaes J.M., da Silva J.C.B. Internal solitary waves on the Saya de Malha bank of the Mascarene Plateau: SAR observations and interpretation // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. September 2013. Vol. 79, P. 50–61.
11. Монин А.С., Каменкович В.М., Корп В.Г. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 262 с.
12. Черкесов Л.В., Иванов В.А., Хартиев С.М. Введение в гидродинамику и теорию волн. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 264 с.
13. Cherkesov L.V., Potetunko E.N., Shubin D.S. Reconstruction of ocean density distribution from its wave spectrum // Int. J. Fluid Mech. Res. 2003. Vol. 30. P. 11–23.
14. Soloviev A.N., Khartiev S.M., Matishov D.G., Grigorenko K.S., Solovieva A.A. Direct and Inverse Problems of Internal and Sound Waves Propagation in the Ocean with a Complex Stratification Structure // 2013 International Symposium on “Physics and Mechanics of New Materials and Underwater Applications” (PHENMA 2013). Kaohsiung, Taiwan, June 5–8, 2013. Abstracts & Schedule. P. 101.
15. Ермаков С.А. Лабораторные исследования воздействия внутренних волн на поверхностное волнение / Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность. Горький: ИПФ АН СССР, 1982. С. 168–188.

References

1. Khristoforov G.N. Izmeneniye strukturi morskogo vetrovogo volneniya v zone poverchnostnogo slika [Changes in the structure of the sea wind waves in the area of surface slicks]. *Vozdeystvie krupnomasshtabnykh vnutrennikh voln na morskuyu poverkhnost* [The impact of large-scale internal waves on the sea surface]. Gorkiy, IPF AN SSSR Publ., 1982, pp. 189–208. (In Russian)
2. Bondur V.G., Morozov E.G., Belchanskiy G.I., Grebenuk U.V. Radiolokacionnaya syemka I chislennoe modelirovanie vnutrennikh prilivnih voln v shelfovoy zone [Radar imagery and numerical modeling of internal tidal waves in a shelf zone]. *Issledovaniya Zemli iz kosmosa* [Investigation of Earth from space], 2006, no. 2, pp. 51–63. (In Russian)
3. Khartiev S.M., Cherkesov L.V. Vliyaniye tonkoj stratifikatsii na proyavleniye vnutrennikh voln, generiruemyykh poverkhnostnymi voz-mushheniyami [Influence of thin stratification on the display of internal waves generated by surface perturbations]. *Teoriya okeanicheskikh protsessov* [The theory of oceanic processes]. Sevastopol, MHI AN USSR Publ., 1981, pp. 70–74. (In Russian)
4. Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. *Abyssal Channels in the Atlantic Ocean*. Water Structure and Flows, Springer, 2010, 289 p.
5. Cherkesov L.V. Poverkhnostnyye i vnutrenniye volny [Surface and internal waves]. Kiev, Naukova dumka Publ., 1973, 364 p. (In Russian)
6. Solov'ev A.N., Khartiev S.M., Solov'eva A.A., Grigorenko K.S., Matishov D.G. Issledovanie kharakteristik vnutrennikh gravitatsionnykh i zvukovykh voln na osnove "Klimaticheskogo Atlasa Arktiki 2004" [Internal gravity and sound waves characteristics investigation based on the "Arctic Climate Atlas 2004"]. *Vestnik Yuzhnogo nauchnogo tsentra RAN* [Bulletin SSC RAS], 2010, vol. 6, no. 1, pp. 24–32. (In Russian)
7. Khartiev S.M., Morozov E.G., Grigorenko K.S., Matishov D.G., Solov'eva A.N., Solov'eva A.A. Vnutrenniye volny v stratifitsirovannom more pri nalichii sloev plotnostnykh inversij [Internal Waves in a Stratified Sea with Layers of Density Inversions]. *Doklady Akademii nauk* [Reports of the Academy of Sciences of Russia], 2013, vol. 448, no. 1, pp. 92–96. (In Russian)
8. Goncharov V.V. O nekotorykh osobennostyakh vnutrennikh voln v okeane [Some peculiarities of internal waves in the ocean]. *Tsunami i vnutrenniye volny* [Tsunami and internal waves]. Sevastopol: MHI AN USSR Publ., pp. 87–96. (In Russian)
9. Morozov E.G. Semidiurnal internal wave global field. *Deep Sea Research*, 1995, vol. 42, no. 1, pp. 135–148.
10. New A.L., Magalhaes J.M., da Silva J.C.B. Internal solitary waves on the Saya de Malha bank of the Mascarene Plateau: SAR observations and interpretation. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2013, September, vol. 79, pp. 50–61.
11. Monin A.S., Kamenkovich V.M., Kort V.G. *Izmenchivost' Mirovogo okeana* [The variability of the World Ocean]. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1974. 262 p. (In Russian)
12. Cherkesov L.V., Ivanov V.A., Khartiev S.M. *Vvedeniye v gidrodinamiku i teoriyu voln* [Introduction to hydrodynamics and the theory of waves]. St. Petersburg, Gidrometeoizdat Publ., 1992, 264 p. (In Russian)
13. Cherkesov L.V., Potetunko E.N., Shubin D.S. Reconstruction of ocean density distribution from its wave spectrum. *Int. J. Fluid Mech. Res.* 30. 2003, pp. 11–23.
14. Soloviev A.N., Khartiev S.M., Matishov D.G., Grigorenko K.S., Solovieva A.A. Direct and Inverse Problems of Internal and Sound Waves Propagation in the Ocean with a Complex Stratification Structure. *2013 International Symposium on "Physics and Mechanics of New Materials and Underwater Applications" (PHENMA 2013)*. Kaohsiung, Taiwan, June 5–8, 2013. Abstracts & Schedule, pp. 101.
15. Ermakov S.A. Laboratornye issledovaniya vozdeystviya vnutrennikh voln na poverkhnostnoye volneniye [Laboratory investigations of the internal waves impact on the surface waves]. *Vozdeystvie krupnomasshtabnykh vnutrennikh voln na morskuyu poverkhnost'* [The impact of large-scale internal waves on the sea surface]. Gorkiy, IPF AN SSSR Publ., 1982, pp. 168–188. (In Russian)