

УДК 551.465,551.466

## ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕРАЦИИ ПРИЛИВНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН У ОСТРОВА ОАХУ (ГАВАЙИ)

© 2009 г. В. Г. Бондур<sup>1</sup>, Ю. В. Гребенюк<sup>1</sup>, К. Д. Сабинин<sup>2</sup><sup>1</sup>Научный центр аэрокосмического мониторинга “Аэрокосмос”, Москва  
e-mail: vgbondur@aerocosmos.info<sup>2</sup>Институт космических исследований РАН, Москва

На основе анализа результатов измерений профилей течений, температуры и STD-данных в акватории б. Мамала (о. Оаху, Гавайи), исследованы особенности генерации приливных внутренних волн в этом регионе. С помощью специальных методов обработки данных по скоростям течений, полученным с помощью акустических измерителей ADP, были выделены внутренние приливы локального происхождения, отличающиеся от доминирующих в заливе волн дистанционного происхождения присутствием мод высоких номеров. При анализе данных профилографов течений использовались эмпирические ортогональные функции. Установлено, что в общем поле внутренних приливов залива присутствуют и волны локального происхождения, излучаемые от края шельфа в океан.

### ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на интенсивное изучение внутренних приливов (ВП) у Гавайских о-вов, например, по программе НОМЕ [9, 17, 21, 23, 24] и в более ранних экспериментах [16, 25], многое остается пока еще неясным из-за крайней сложности поля ВП у Гавайского хребта вообще и в бухте Мамала у о. Оаху в особенности. В этих экспериментах показано, что источники ВП сосредоточены, как правило, на значительных глубинах из-за большой крутизны склонов Гавайского хребта (см. рис. 1) [17, 21, 23, 24].

Генерация внутреннего прилива на материковом склоне существенно изменяется от места к месту в зависимости от наклона дна и плотностной стратификации, которая определяет наклон траектории распространения энергии внутреннего прилива (наклон характеристической линии или луча). Наклон луча зависит от частоты волны, инерционной частоты и частоты плавучести [7]. При уменьшении частоты плавучести наклон луча увеличивается. При совпадении наклона луча с наклоном дна энергия баротропного прилива эффективно передается внутреннему бароклинному приливу, который достигает большой амплитуды в придонных слоях. При различии наклонов луча и рельефа дна усиление колебаний у дна невелико.

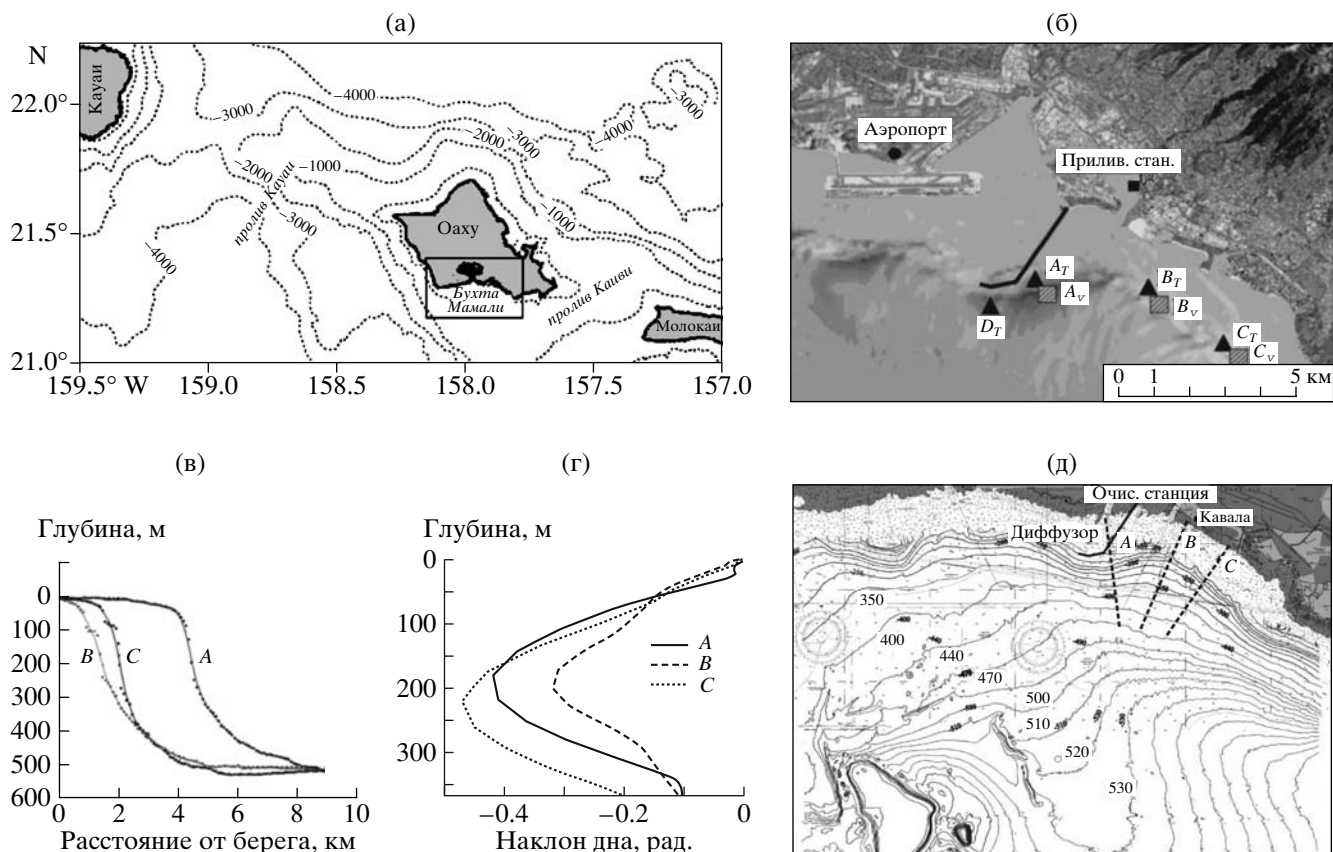
Анализ рельефа дна в б. Мамала показывает, что на небольшом расстоянии от диффузора сбросовой системы с о. Санд наблюдается достаточно резкий свал глубин с наклоном дна  $\sim 12^\circ$  (рис. 1в, 1г, 1д). Для эффективной генерации у дна луч внутреннего прилива должен распространяться под тем же углом, что достижимо при малом значении частоты плавучести. Для средней плотностной стратификации в б. Мамала наклон дна у края шельфа сверхкритичен, поэтому считается, что внутренний прилив генери-

руется здесь не над бровкой шельфа, как обычно, а на глубинах 500–1000 м, где лучи полусуточного ВП из-за уменьшающейся стратификации становятся круче, совпадая с наклоном дна [16, 23]. С этих глубин критического наклона и происходит излучение полусуточного внутреннего прилива, но только в открытый океан, т. к. вверх по склону наклон дна становится больше наклона лучей.

Тем не менее, на краю шельфа залива Мамала наблюдаются значительные внутренние приливы [2–5]. Основываясь на данных о больших (до 50 м) полусуточных вертикальных колебаниях термоклина на краю шельфа в б. Мамала, Гамильтон [16] предположил, что эти колебания связаны с пучностью в системе квазистоячих волн, которая возникает в центре залива из-за схождения входящих с обеих сторон о. Оаху приливных течений. Эти колебания, по мнению Гамильтона, и служат источником локальной генерации внутренних приливов, откуда они излучаются в открытый океан.

Последующее моделирование и натурные наблюдения [4, 5, 9, 12, 17, 21, 23, 24] показали, что это не так, и что сильные полусуточные внутренние приливы в заливе связаны с удаленными источниками над порогами в проливах по обе стороны от о. Оаху (рис. 1а). Приходя в залив, эти волны формируют сложное интерференционное поле, меняющееся не только в пространстве, но и во времени из-за изменения фоновых условий. Тем не менее, можно предположить, как это сделано в работе [4] на основании анализа результатов наблюдений на краю шельфа б. Мамала, что здесь имеет место и локальная генерация, по крайней мере, спорадически, при возникновении благоприятных условий.

Поскольку локально генерированные внутренние приливы маскируются волнами, входящими



**Рис. 1.** Остров Оаху и залив Мамала: (а) географическая и батиметрическая карта акватории в районе о. Оаху; (б) расположение в заливе стационарных станций измерения температуры и скоростей течений; профили глубины (в) и наклона дна (г) вдоль сечений А, В, С, указанных на карте рельеф дна (д).

из проливов, выделить их из суммарных колебаний нелегко. В настоящей работе это делается, опираясь на следующие признаки локально излученных ВП:

1) отношение малой и большой осей годографов течений должно быть близко к отношению локальной инерционной частоты ( $f = 0.03$  цикл/час) к частоте полусуточного ВП М2 ( $0.0805$  цикл/час), которое равно  $0.38$ ;

2) орбиты должны быть вытянуты по нормали к изобатам у бровки шельфа;

3) должна проявляться лучевая структура волн, характерная для поля внутреннего прилива в ближней зоне. При этом вблизи источника форма волны распространяется вниз, что соответствует движению энергии наклонной волны вверх.

Менее определенными, но все же существенными факторами локальной генерации ВП являются:

– ослабление плотностной стратификации (частоты плавучести) в нижней части водной толщи над бровкой шельфа, что усиливает крутизну лучей внутреннего прилива;

– структура фоновых течений, способствующая увеличению крутизны лучей внутреннего прилива;

– близость во времени больших колебаний термомоклина и орбитальных течений внутреннего прилива, что свидетельствует об отсутствии стоячих волн, связанных с приходящими из проливов ВП;

– значительная амплитуда поперечных к изобатам компонентов баротропных течений;

– малый “возраст” внутреннего прилива (время между наибольшими баротропными и внутренними приливами).

Последний признак установить особенно трудно, т.к. излученные над порогом внутренние приливы приходят довольно быстро, и поэтому возраст локального ВП мало отличается от возраста нелокальных волн.

В настоящей работе на основании анализа результатов гидрофизических измерений с учетом отмеченных подходов исследуются особенности генерации приливных внутренних волн у о. Оаху (Гавайи).

## ОПИСАНИЕ ДАННЫХ

Для исследования характеристик приливных внутренних волн на шельфе у о. Оаху использовались результаты гидрофизических измерений, выполненных в акватории б. Мамала в 2003–2004 гг. [5, 11, 12, 14, 15, 18, 19]. В этом регионе Тихого океана в 2002–2004 гг. в рамках международного проекта проводились исследования антропогенных воздействий глубоководного сброса сточных вод г. Гонолулу на экосистемы прибрежных акваторий [1, 5, 11, 12, 14, 15, 18, 19]. Измерения гидрофизических характеристик проводились с помощью ряда заякоренных буев, оборудованных термогирляндами и акустическими измерителями течений (ADP), с борта судов зондами CTD и ХВТ, а также буксируемыми микроструктурными зондами MSS [5, 11, 14, 19]. Кроме того, проводилась космическая съемка с борта различных спутников [1, 2, 3, 11, 13, 15, 18].

На рис. 1б показано расположение заякоренных буев, установленных на краю шельфа, на которых проводились измерения вертикальных профилей температуры (точки Ат, Вт, Ст, Дт) и 3-х составляющих вектора течений (точки Ав, Вв, Св). Термисторные цепочки и ADP располагались рядом [3, 11, 14].

Измерения проводились в 3-х областях б. Мамала (см. рис. 1б): около диффузора глубоководного сброса (точки Ат, Дт), на удалении ~3.5 км к востоку от диффузора (точки Вт, Вв) и в ~7 км к юго-востоку от диффузора (точки Ст, Св). Течения измерялись в диапазоне глубин от 4 до 76 м с дискретностью по глубине 2 м и по времени 1 мин. Температура воды измерялась на разных горизонтах от 3–18 м до 45–76 м с дискретностью 2–5 мин в 2003 г. и 30 с в 2004 г. [5, 11, 14]. Накопленные данные с учетом дискретности и длительности измерений позволяют исследовать изменчивость гидрофизических характеристик в б. Мамала в масштабах от нескольких минут до 20 суток.

ФОНОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ  
В БУХТЕ МАМАЛА

Условия генерации приливных внутренних волн определяются формой рельефа, приливными течениями, плотностной стратификацией и фоновыми течениями в районе.

Батиметрия б. Мамала приведена на рис. 1г. Наклон дна возле берега составляет ~0.1 и увеличивается до 0.2–0.3 дальше от берега (рис. 1д и 1е). Очень близкие к берегу участки дна характеризуются неровной топографией. На глубинах от 10 до 75 м дно в основном плоское, но с каньонами и рифами [10].

Шельф в основном имеет глубины около 50 м. В восточной части бухты глубина постепенно возрастает до 600 м, а на западе она резко увеличивается до 5000 м. Рост глубин, в основном, происходит в южном и юго-западном направлениях. Очень узкий и

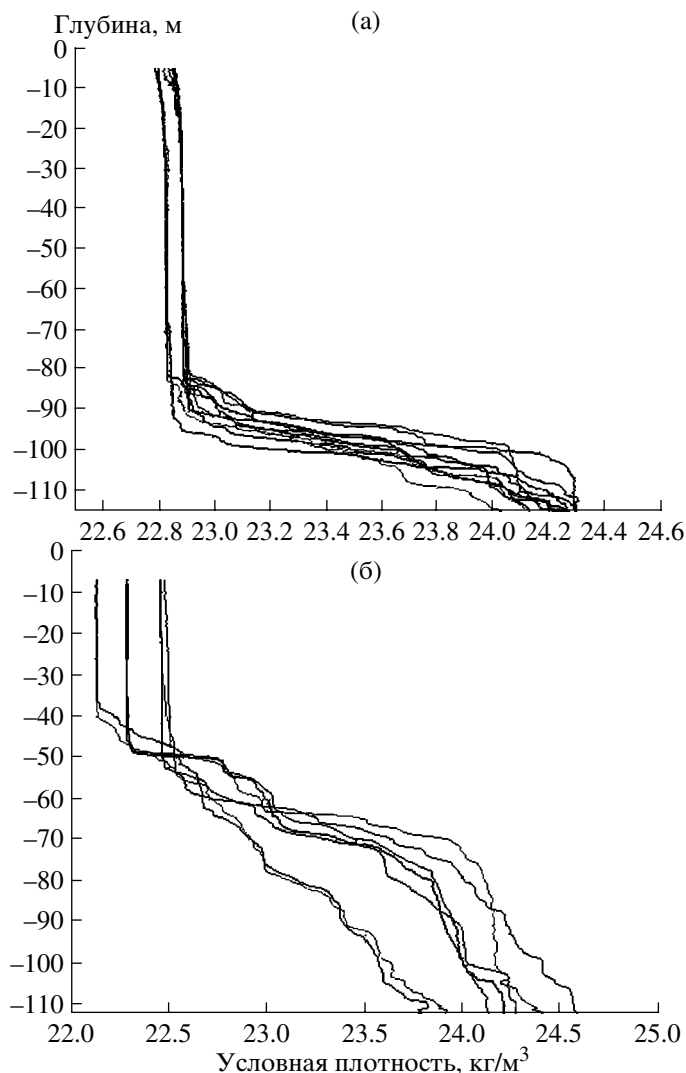
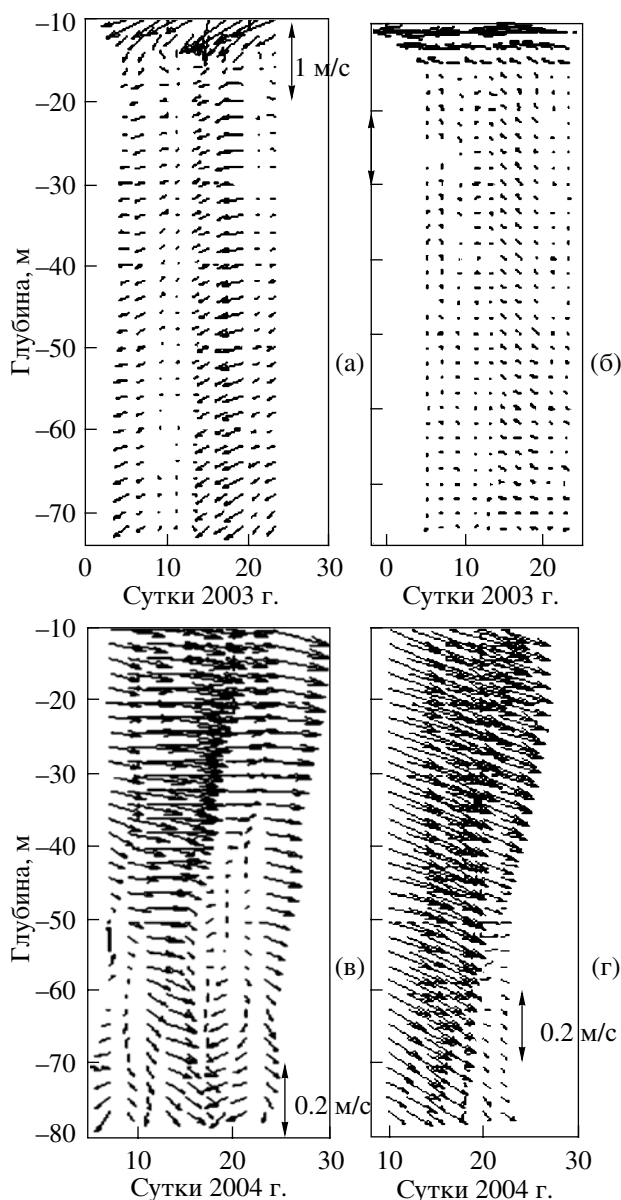


Рис. 2. Вертикальные профили плотности воды в б. Мамала по данным измерений в 2003 г. (а) и 2004 г. (б).

крутой шельф в б. Мамала уже в 2–3-х км от берега на глубинах 70–80 м переходит в очень крутой склон (см. рис. 1г).

Приливные течения в б. Мамала вращаются против часовой стрелки по эллипсам, вытянутым вдоль изобат, и особенно сильны в западной части залива [9, 17, 21, 23]. Плотностная стратификация вод в б. Мамала сильно меняется не только по сезонам, но и в зависимости от погодных условий и изменчивости течений [5, 10]. В 2003 г. термоклин был ближе ко дну, чем в 2004 г., что, возможно, связано с сильным перемешиванием верхнего слоя во время тайфуна Джимена, прошедшего вблизи Гавайских о-вов 2 сентября 2003 г. и повлиявшего на поле течений [5]. Примеры вертикальных распределений плотности в 2003 и 2004 гг. приведены на рис. 2а и 2б.



**Рис. 3.** Фоновые (сглаженные по 2-м суткам) течения в точках Аv (а) и Bv (б) в 2003 г. и точках Bv (в) и Cv (г) в 2004 г.

На рис. 3 приведены графики вертикальных распределений усредненных значений скоростей течений на станции А: в 2003 г. (3а и 3б) и в 2004 г. (3в и 3г), которые дают представления о различиях в фоновых течениях в эти годы на разных глубинах. В самом верхнем слое океана в 2003 г. наблюдалась струя сильного течения (до 0.5 м/с), направленного на юго-запад, в то время как в 2004 г. течения были заметно слабее, не так резко убывали с глубиной и были направлены преимущественно на восток-юго-восток.

Для оценки фоновой, т.е. не искаженной волнами, частоты плавучести была разработана методика, позволяющая использовать совокупность данных зондирований, выполненных в различные фазы прилива. Это связано с тем, что конкретные профили плотности при различных зондированиях могут существенно отличаться от фоновых из-за влияния сильных внутренних волн.

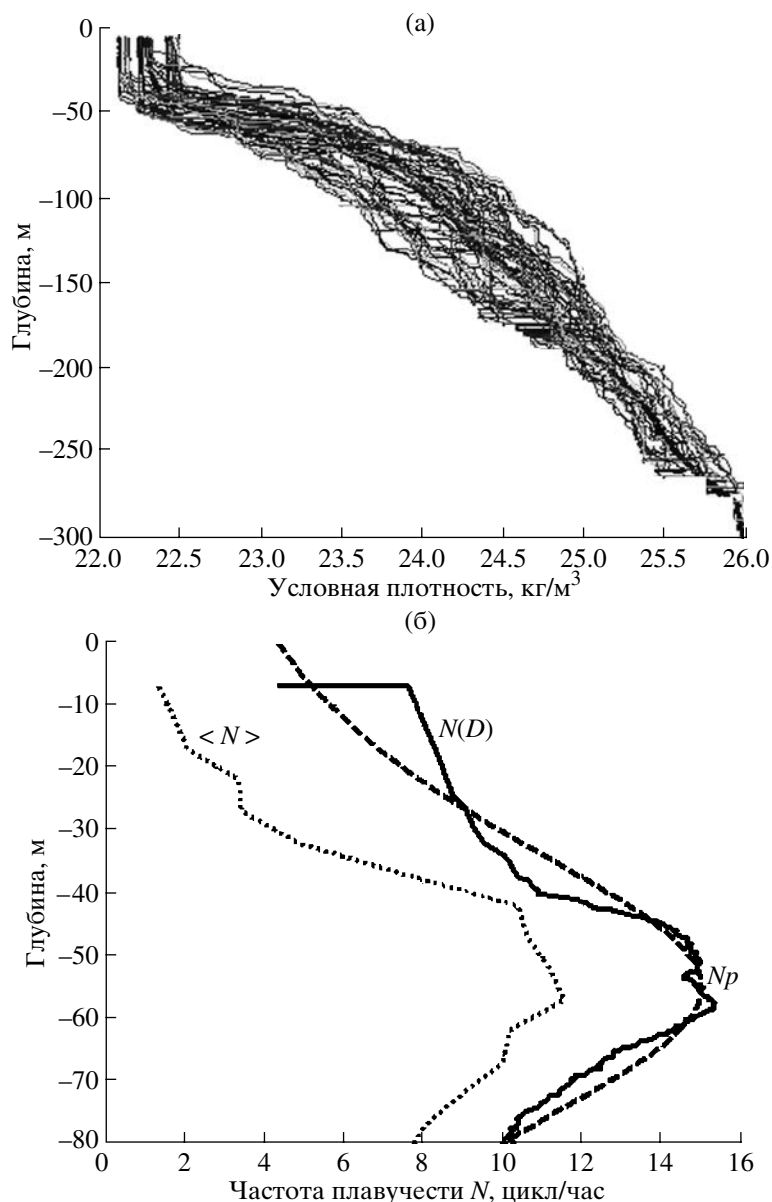
Практикуемое обычно оценивание фоновой плотностной стратификации путем осреднения профилей плотности, измеренных в исследуемом районе, неправомерно, так как получающийся при этом пикноклин выглядит размытым по глубине, т.е. становится менее резким и более толстым, чем при не возмущенной волнами стратификации. Оцененный по таким данным профиль частоты плавучести уже не характеризует фоновую стратификацию и не вполне пригоден для теоретического расчета параметров внутренних волн, особенно при резком пикноклине и большой амплитуде его вертикальных колебаний. В связи с этим для ликвидации такого размывания профиля был разработан следующий подход:

- 1) формировался массив профилей плотности  $D(z)$ , измеренных на разных станциях;
- 2) строились градиенты плотности для каждого профиля плотности –  $grad(D)$ ;
- 3) градиенты осреднялись для каждого значения плотности по всем зондированиям –  $\langle grad \rangle(D)$ ;
- 4) осредненные таким образом значения  $grad(D)$  использовались для расчета фонового профиля частоты плавучести от глубины  $\langle N \rangle(z)$ . Для перехода от плотности к глубине используется средний профиль плотности  $\langle D(z) \rangle$ .

Пример применения этой методики для вычисления фонового значения частоты плавучести по данным измерений профилей плотности зондом MSS в окрестностях диффузора в 2004 г. дан на рис. 4а и 4б. На рис. 4б штрихами показана аппроксимация, предложенная в [26] при подходящих параметрах пикноклина: максимум частоты плавучести  $N_p = 15$  цикл/час на глубине  $H_p = 55$  м, толщина пикноклина  $dH = 70$  м. Из рис. 4б видно, что оценивание  $N$  по среднему профилю плотности занижает значения фоновой частоты плавучести.

Заметим также, что значение фоновой частоты плавучести достаточно велико (около 10 цикл/час) даже над началом склона, так что при средних фоновых условиях наклоны дна вблизи края шельфа сверхкритические. В слое 200–300 м, например, где фоновая частота плавучести близка к 7 цикл/час, наклон луча внутреннего прилива равен 0.01, тогда как наклон дна на порядок больше (см. рис. 1г).

Необходимо отметить, что предложенный метод оценивания фоновой стратификации не свободен от



**Рис. 4.** Вычисление фонового значения частоты плавучести: (а) профили плотности  $D(z)$  в бухте Мамала по данным измерений MSS зондом в 2004 г., (б) фоновый  $N(D)$  и средний  $\langle N \rangle$  профили частоты плавучести, а также аппроксимация  $N(D)$  из [26].

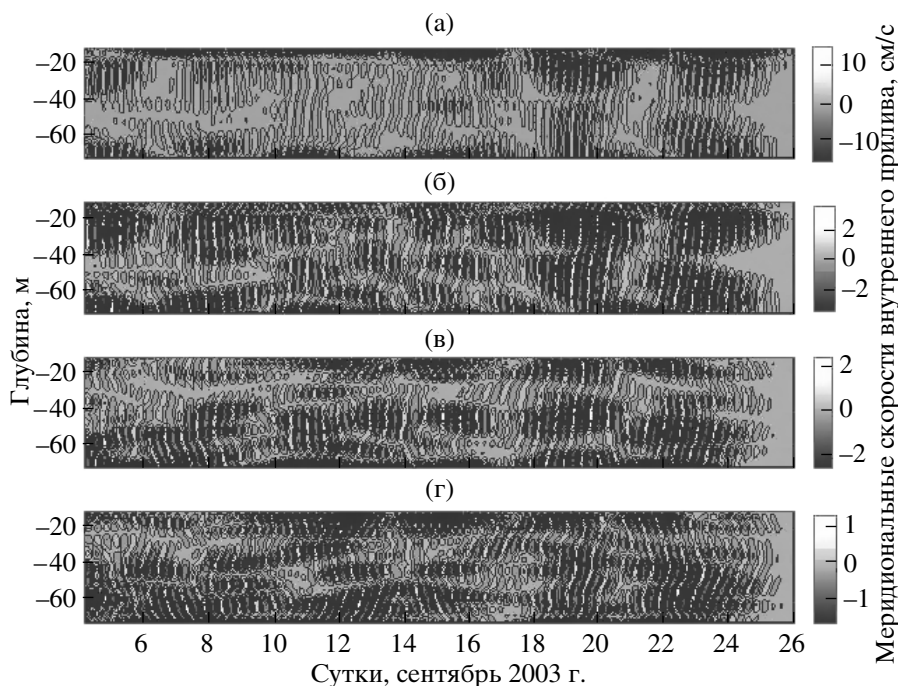
искажений, связанных с горизонтальной неоднородностью поля плотности. С этим, может быть, связано завышение частоты плавучести в верхнем слое, где плотность, оставаясь в перемешанном слое неизменной по глубине, при каждом зондировании меняется от станции к станции.

#### ПАРАМЕТРЫ ПРИЛИВОВ ВНУТРЕННИХ ВОЛН

Анализ данных измерений ADP показал, что течения поверхностного прилива над наклонным

дном, в отличие от случая ровного дна, не баротропны (т.е. меняются по вертикали) и содержат бароклинную составляющую даже в нестратифицированном океане. По этой причине выделять течения, связанные с внутренними волнами, путем простого вычитания осредненного по вертикали течения, как это обычно делается, неправомерно.

Более подходящей процедурой выделения внутренних волн представляется использование разложения поля приливных течений на ортогональные составляющие (моды) с помощью аппарата эмпирических ортогональных функций (ЭОФ), которые



**Рис. 5.** Поле меридиональной скорости внутреннего прилива (а), внутренний прилив без 1-й моды (б), внутренний прилив без 1-й и 2-й мод (в), внутренний прилив без 1-й, 2-й и 3-й мод (г).

нашли широкое применение при анализе различных физических процессов [8, 22]. Естественно предполагать, что низшая мода ЭОФ относится к течениям в поверхностных волнах. Тогда разность поля течений в наблюдаемом поле и в низшей (нулевой) моде ЭОФ можно считать течениями во внутренних волнах, которые представлены модами ЭОФ более высоких номеров.

Проведенное сравнение профилей мод ЭОФ, построенных по данным измерений полусуточных течений, и профили динамических мод, которые были рассчитаны по уравнению внутренних волн для существовавших параметров стратификации, показало хорошее соответствие формы профилей мод.

На основе приведенной выше процедуры выделения внутренних волн проводилось вычитание из наблюдаемого поля течений сумм ЭОФ мод: 0–1, 0–2, 0–3 и т.д. Это позволяло получать течения в поле внутренних волн высших мод (соответственно выше 1, 2, 3-й и т.д. мод).

Проведем анализ полей внутренних волн в 2003 г., рассчитанных по данной методике на примере измерений течений, выполненных в точке А. Эти поля приведены на рис. 5. Из рисунка видно, что наклонный характер колебаний меридиональной (т.е. нормальной к изобатам) скорости течений лучше проявляется в поле, состоящем из мод высоких номеров (рис. 5г), что указывает на локальное проис-

хождение соответствующих волн. Действительно, трудно ожидать проникновения в район высоких мод от удаленных источников, особенно если учесть сильное фоновое течение в верхнем слое (рис. 3а и 3б), которое становится критическим даже для 2-й моды внутреннего прилива. Это связано с тем, что в потоке с вертикальным сдвигом происходит поглощение внутренней волны на горизонте, где скорость потока сравнивается с фазовой скоростью этой волны [7].

Полагая, что поле высоких мод внутреннего прилива излучается вблизи места измерений, выделим соответствующую наклонную волну, форма которой распространяется вниз, а энергия – вверх. Эта часть поля меридиональных течений, выделенная из общего спектра высокомодовых внутренних приливов аналогично тому, как это сделано в [6], показана на рис. 6а и 6б. Анализ течений полного поля внутреннего прилива (рис. 6а) и поля высокомодовых и идущих вверх волн (рис. 6б) показывает, что поля высокомодовых волн значительно проще, так как они меняются более плавно.

Аналогичная процедура была применена для всех других случаев измерений течений, после выполнения которой была построена картина орбит соответствующих волн, приведенная на рис. 7. Орбиты течений в волнах локального происхождения должны соответствовать плоским внутренним вол-

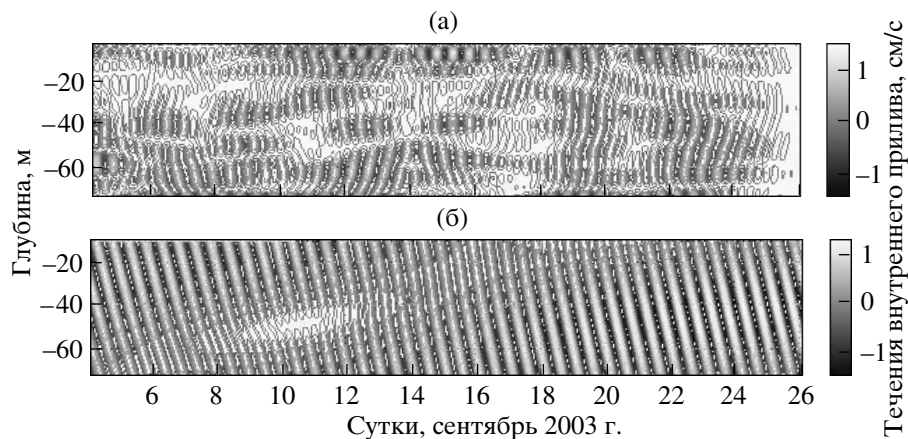


Рис. 6. Меридиональные течения внутреннего прилива без мод 1–3 в точке А в 2003 г.: (а) полное поле внутреннего прилива, (б) поле течений, поднимающихся вверх.

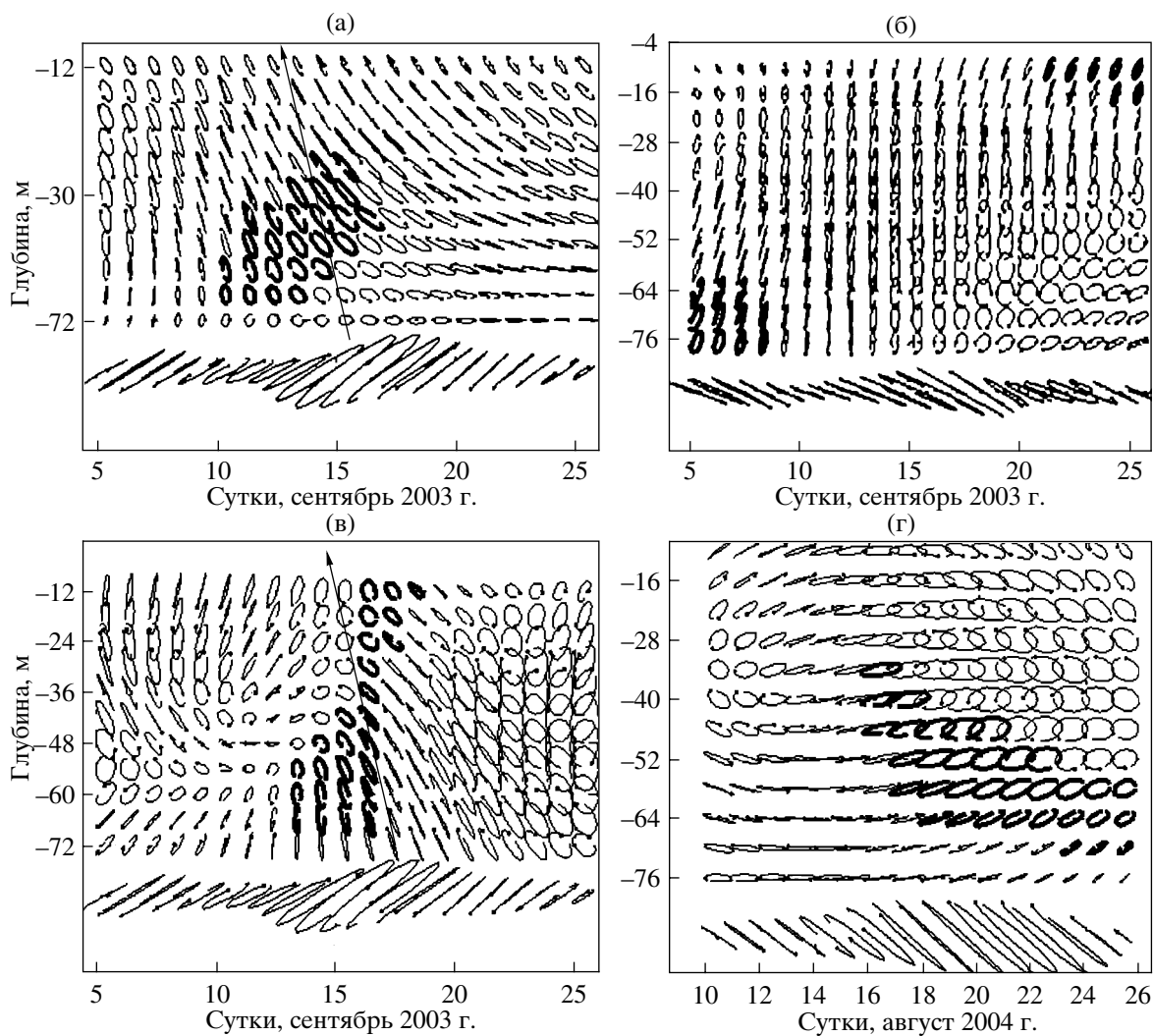
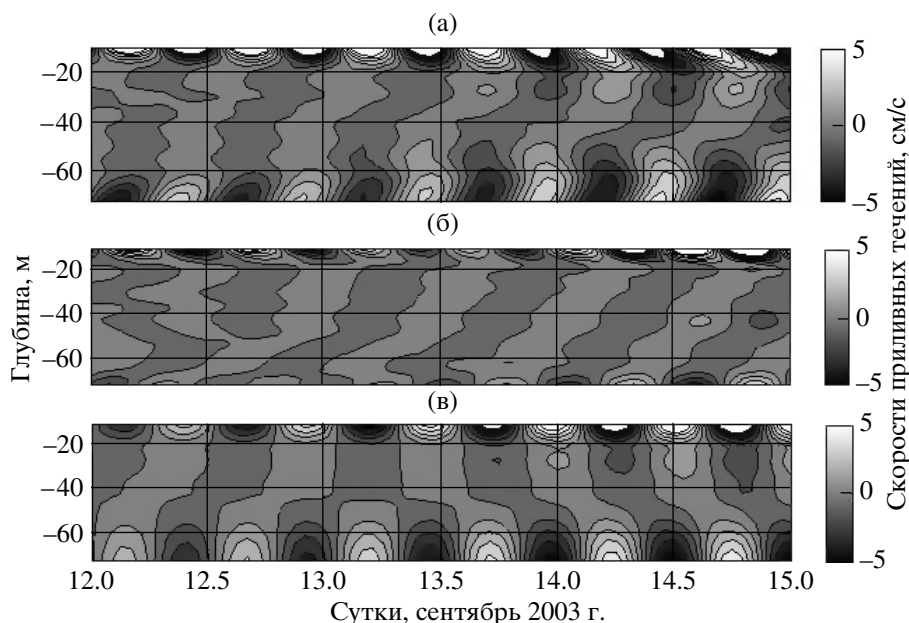


Рис. 7. Годографы течений внутреннего прилива высоких мод (выше 3- и 4-й), вычисленные по данным измерений в б. Мамала в 2003 и 2004 гг.: (а) в точке А в 2003 г. (выше 4-й), (б) в точке В в 2003 г., (в) в точке А в 2003 г. (выше 3-й), (г) в точке С в 2004 г. В нижней части графиков приведены годографы для нулевых мод ЭОФ у дна.



**Рис. 8.** Фрагмент записи приливных течений в точке А в 2003 г.: (а) бароклинные течения; (б) течения внутреннего прилива; (в) разница между ними.

нам Свердрупа, течения в которых вращаются по солнцу, а орбиты вытянуты по нормали к изобатам при отношении малой оси к большой, равно  $f/M2$  (0.38 в исследуемом районе). Будем называть такие орбиты правильными. Результаты обработки показали, что более или менее правильные орбиты внутреннего прилива локального происхождения уверенно наблюдались лишь в точке А в 2003 г. (рис. 7а) и в точке С в 2004 г. (рис. 7в) (выделены толстыми линиями на рисунках). В точке В в 2003 г. (рис. 7б) такие орбиты существовали лишь непродолжительное время у дна в начале записи и у поверхности в конце записи. В 2004 г. в точке В (рис. 7г) правильных орбит практически не было.

#### АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВНУТРЕННИХ ПРИЛИВОВ

Начнем с обсуждения результатов использования ЭОФ для разделения поверхностных и внутренних волн. На рис. 8 приведены графики, демонстрирующие разницу между бароклиновыми приливными течениями (т.е. без осредненных по вертикали значений скоростей течений) и течениями во внутренних приливах, за которые мы принимаем течения, оставшиеся после вычитания низшей моды ЭОФ из полных приливных течений. Анализ графиков, приведенных на рис. 8а, 8б и 8в показывает, что разница между бароклиновыми течениями и течениями во внутренних приливах (рис. 8в) довольно зна-

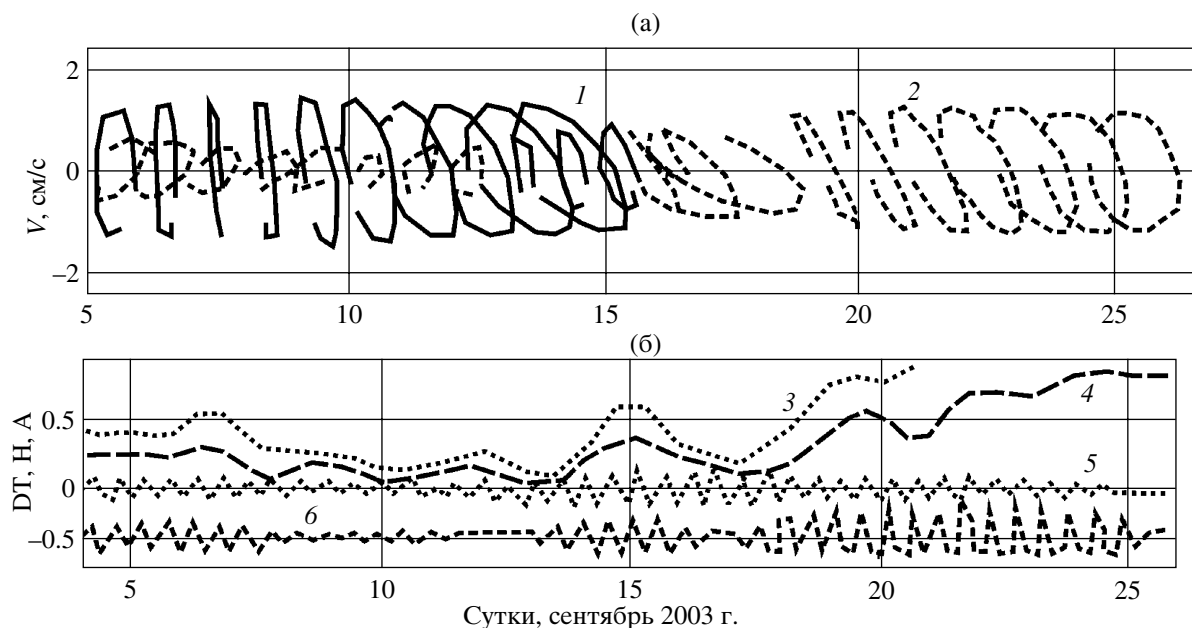
чительна, особенно сверху и внизу, что связано с искажениями течений поверхностного прилива над наклонным дном и влиянием сильного течения у поверхности (см. рис. 3а и 3б).

Благодаря использованию методики выделения волн локального происхождения удалось существенно упростить картину поля внутреннего прилива, исключив низкомодовые его компоненты. Инварианты поля бароклиновых течений (т.е. течений за вычетом средних по глубине значений) отличаются сильной пространственно-временной изменчивостью – “пляской орбит” из-за интерференции разных волн [4]. Поле только высокомодовых и идущих вверх волн значительно проще, меняется плавнее (рис. 6) и обнаруживает хорошо выраженные области “правильных” орбит, что можно считать преобладающим проявлением волн локального происхождения.

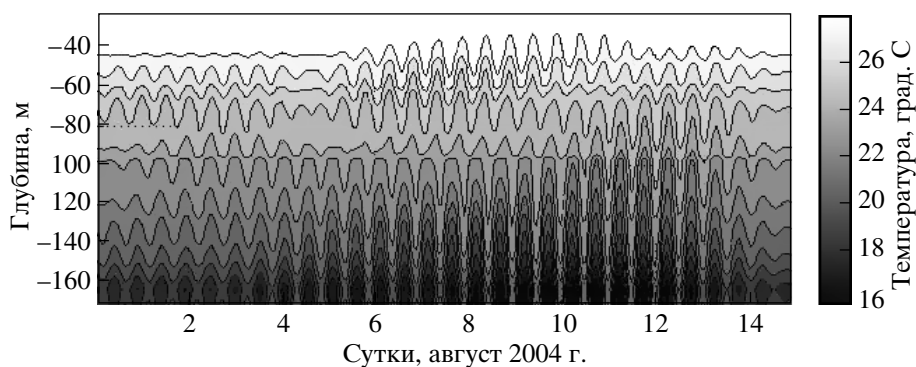
Более наглядную, хотя и менее подробную картину изменчивости орбит поднимающихся вверх высокомодовых волн внутреннего прилива дают графики ежесуточных годографов на отдельных горизонтах (рис. 7).

“Правильность” орбит естественно считать признаком локально излученных элементарных волн Свердрупа, не искаженных другими волнами, поскольку высокомодовые компоненты волн от удаленных источников ослабевают по пути следования от мест генерации к месту измерений, а также под действием сильного фонового течения в верхнем





**Рис. 9.** Годографы течений поднимающихся волн внутреннего прилива и параметры среды на станциях А и В в 2003 г.: (а) годографы течений в точке А в 2003 г. на горизонте 60 м без мод 0–3 (орбиты 1) и 0–4 (орбиты 2); (б) сглаженная (по 48 часам) разность температур  $DT$  между верхним и нижним датчиками термогирлянд в точках В (кривая 3) и А (кривая 4), нулевая мода меридиональных течений ВП у дна (м/с, кривая 5) и колебания глубины изотермы  $26.4^\circ$  (в сотнях м, кривая 6).



**Рис. 10.** Фрагмент полусуточных колебаний изотерм в точке D в 2004 г.

слое (рис. 3а и 3б). Тем не менее, “правильная” картина орбит временами все же затушевывается другими волнами, поскольку к волнам локального происхождения могут примешиваться как остатки высших мод от удаленных источников, так и вполне вероятные здесь внутренние волны Кельвина [16].

Анализ годографов орбит для высоких мод (выше 3-й) внутреннего прилива, приведенных на рис. 7 для станций А, В, С в 2003 и 2004 гг., показывает, что локальная генерация лучше всего была выражена в нижней половине слоя воды в точке А в 2003 г. меж-

ду 11 и 17-ми сутками наблюдений, когда орбиты течений в поле идущих вверх высокомодовых волн имели более или менее “правильный” вид.

На рис. 7а и 7в для сравнения приведены годографы орбит внутреннего прилива в точке А в 2003 г. для мод выше 3 и 4-й.

Интересно, что в поле мод выше 4-й (рис. 7б), в отличие от менее высокомодового поля (выше 3-й моды) (рис. 7а) правильные орбиты появляются и в верхнем слое спустя 2–3 дня после появления в при-

донном слое, что можно связывать с движением вверх группы волн, излученных у дна. Проведенные оценки фазовой и групповой скорости волн подтверждают это предположение. Оценивая вертикальную фазовую скорость  $C_z$  по наклону изолиний меридиональных течений (слой 60–72 м на рис. 5г, 14-е сутки), имеем:  $C_z = -0.84$  м/ч, что при известном отношении групповой  $C_g$  и фазовой скоростей [6] дает  $C_g/C_z \sim [1 - (f/M^2)^2] = 1 - (0.38)^2 = 0.72$  м/ч. Отсюда получаем, что волны поднимутся с 60 м до 10 м за 2.9 сут, что совпадает с наблюдениями.

Отметим также факт возникновения у дна правильных орбит в поле мод выше 3-й раньше, чем в более высоких (выше 4-й) мод (рис. 7а и 7в). Последние, однако, не дошли до верхних слоев, что естественно связывать с их быстрым затуханием.

В противоположность наблюдению высококомодовых волн в точке А в 2003 г., ни полное поле внутреннего прилива этого года, ни высококомодовые наклонные волны в точке В в 2003 и 2004 гг. не обнаруживают столь же явных и устойчивых признаков локальной генерации. Действительно, в точке В в 2003 г. (рис. 7б) “правильные” орбиты поднимающихся волн существовали лишь непродолжительное время у дна (в начале записи) и у поверхности (в конце записи), а в 2004 г. их практически не было вообще.

Учитывая сверхкритическую крутизну дна для средних условий стратификации в заливе Мамала, можно ожидать усиления локальной генерации при ослаблении придонной стратификации, поскольку при этом лучи внутреннего прилива становятся круче и наклон дна на краю шельфа приближается к критическому. Как видно из рис. 1в и 1г, на которых приведены профили дна в бухте вдоль 3-х перпендикулярных к изобатам сечений, наклоны дна у края шельфа составляли около  $-0.2$ .

На рис. 9а и 9б приведены годографы течений поднимающихся волн внутреннего прилива и параметры среды на станциях А и В в 2003 г., которые позволяют выявить наиболее благоприятные условия для локальной генерации внутренних волн в бухте Мамала. На рис. 9б представлены графики временных изменений разности температур  $\Delta T$  на глубинах верхнего и нижнего датчиков термогирлянд на станциях А и В, глубины расположения изотермы  $26.4^\circ\text{C}$  и амплитуды нулевой моды меридиональных течений у дна. Плотностная стратификация в точке А в 2003 г. ослабевала в период между 8 и 14-м днями измерений и именно в эти дни наблюдались правильные орбиты поднимающихся вверх высококомодовых волн внутреннего прилива (рис. 9а). Причем, правильные орбиты наблюдались несмотря на то, что нормальные к изобатам течения поверхностного прилива (придонные течения нулевой

моды), которые и являются возбуждающей силой внутреннего прилива, в это время были слабые (рис. 9б, кривая 5). Впрочем, в это время были не большими и колебания изотерм (рис. 9б, кривая 6), что говорит об ослаблении полного поля внутреннего прилива, в котором доминируют волны от удаленных источников. Возможно, что ослабление волн от удаленных источников тоже способствовало проявлению волн локального происхождения.

Аналогичный анализ параметров среды и характеристик течений внутреннего прилива был сделан для станции С в 2004 г. В точке С в 2004 г. не наблюдалось заметного ослабления плотностной стратификации. Тем не менее, во второй половине измерений в слое 50–70 м появились более или менее правильные орбиты поднимающихся высококомодовых волн. Такое проявление локальной генерации в отсутствие ослабленной стратификации может служить указанием на благоприятствующее генерации поле фоновых течений, которое может существенно влиять на наклон лучей внутренних волн [20]. Под действием фонового течения критическими могут становиться даже те участки дна, наклон которых при отсутствии течений отличается от наклона лучей. К сожалению, у нас нет информации о пространственной структуре фоновых течений, и мы не можем оценить соответствующие эффекты.

Однако необходимо учитывать, что спорадичность появления правильных орбит, а иногда и полное их отсутствие, по-видимому, связана не только и не столько с возникновением подходящих для локальной генерации условий, сколько с эпизодическим ослаблением проникающих в залив высших мод от удаленных источников. Естественно считать, что внутренний прилив от края шельфа в заливе излучается всегда, но обычно затушевывается другими, более сильными волнами (в том числе и волнами Кельвина [16]), проявляясь временами в чистом виде лишь в поле высоких мод.

Более интенсивной локальной генерации следует ожидать у диффузора, где под действием сбрасываемых пресных вод наблюдается ослабление придонной плотностной стратификации. В этом смысле показательно, что на полусуточных колебаниях изотерм по данным термогирлянды, установленной несколько ниже бровки шельфа в точке D, отчетливо заметно движение волны внутреннего прилива вверх (рис. 10). Движение волны вверх соответствует распространению энергии наклонной волны вниз, излученной, по-видимому, несколько выше на бровке шельфа у диффузора сбросового устройства.

## ВЫВОДЫ

На основе проведенного анализа особенностей полусуточных внутренних приливов в б. Мамала у о. Оаху можно сделать следующие основные выводы:

1) В заливе доминируют внутренние приливы, которые генерируются удаленными источниками и приходят из проливов, окаймляющих о. Оаху.

2) В общем поле внутренних приливов залива присутствуют и волны локального происхождения, излучаемые от края шельфа в океан.

3) Локальные внутренние приливы заметны на фоне доминирующих волн дистанционного происхождения лишь в поле коротких (высокомодовых) волн, поскольку коротковолновые компоненты внутренних приливов от удаленных источников существенно ослабевают по пути в залив, уступая место локальным высоким модам.

4) Проявлению локально излученных волн способствуют обстоятельства, благоприятствующие усилению генерации внутренних приливов, и/или ослабление приходящих издалека волн.

5) Уклоны дна на краю шельфа в заливе сверхкритичны для внутренних приливов повсюду, за исключением области вблизи диффузора, где из-за ослабления придонной стратификации частота плавуности, по-видимому, может снижаться и до критических значений.

6) Критические и докритические уклоны дна на бровке шельфа у диффузора обуславливают интенсификацию локальной генерации и соответствующее усиление луча внутреннего прилива, распространяющегося от диффузора вверх в открытый океан и отражающегося от его поверхности на некотором расстоянии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондур В.Г.* Аэрокосмические методы в современной океанологии // Новые идеи в океанологии. Т. 1. М.: Наука, 2004. 352с.
2. *Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В., Морозов Е.Г.* Регистрация из космоса и моделирование коротких внутренних волн в прибрежных зонах океана // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 4. С. 543–548.
3. *Бондур В.Г., Замшина А.Ш.* Исследование высококачественных внутренних волн на границе шельфа по спектрам космических оптических изображений // Геодезия и аэрофотосъемка. 2008. № 1. С. 85–96.
4. *Бондур В.Г., Сабинин К.Д., Гребенюк Ю.В.* Изменчивость внутренних приливов на шельфе о. Оаху (Гавайи) // Океанология. 2008. Т. 48. № 4. С. 1–11.
5. *Бондур В.Г., Филатов Н.Н., Гребенюк Ю.В. и др.* Исследование гидрофизических процессов при мониторинге антропогенных воздействий на прибрежные акватории (на примере бухты Мамала, о. Оаху, Гавайи) // Океанология. 2007. Т. 47. № 6. С. 827–846.
6. *Коняев К.В.* Полусуточные наклонные внутренние волны в пикноклине по данным о вертикальных профилях течения в Арктике // Изв. РАН. Физ. атмосфер. океана. 2002. Т. 38. № 6. С. 848–858.
7. *Коняев К.В., Сабинин К.Д.* Волны внутри океана. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 272 с.
8. *Фортус М.И.* Метод эмпирических ортогональных функций и его применение в метеорологии // Метеорология и гидрология. 1980. № 4. С. 113–119.
9. *Alford M.H., Gregg M.C., Merrifield M.A.* Structure, Propagation and Mixing of Energetic Baroclinic Tides in Mamala Bay // J. Phys. Oceanogr. 2006. V 36. № 6. P. 997–1018.
10. Atlas Hawai'i. Third Edition // Honolulu: University of Hawai'i Press, 1998. 334 p.
11. *Bondur V.G.* Complex Satellite Monitoring of Coastal Water Areas // Proc. of 31 Int. Symp. on Remote Sensing of Environment, St. Petersburg, 2005. Plenary presentation. P. 1–6.
12. *Bondur V.G., Filatov N.N.* Study of physical processes in coastal zone for detecting anthropogenic impact by means of remote sensing // Proc. of the 7 Workshop on Physical processes in natural waters, Petrozavodsk, Russia, 2003. P. 98–103.
13. *Bondur V., Starchenkov S.* Monitoring of Anthropogenic Influence on Water Areas of Hawaiian Islands Using RADARSAT and ENVISAT Radar Imagery // 31st Int. Symp. on Remote Sensing of Environment. ISRSE, 2006. P. 184–187.
14. *Bondur V., Tsidilina M.* Features of Formation of Remote Sensing and Sea truth Databases for The Monitoring of Anthropogenic Impact on Ecosystems of Coastal Water Areas // 31st Int. Symp. on Remote Sensing of Environment. ISRSE, 2006. P. 192–195.
15. *Gibson C., Bondur V., Keeler R., Leung P.T.* Remote Sensing of Submerged Oceanic Turbulence and Fossil Turbulence // Int. J. Dynamics of Fluids (IJDF). 2006. V. 2 № 2. P. 111–135.
16. *Hamilton P.* Observations of tidal circulation in Mamala Bay, Hawaii // Proc. North American Water and Environment Congr. 1996. Presentation. CA. ASCE.
17. *Holloway P.E., Merrifield M.A.* / On the spring-neap variability and age of the internal tide at the Hawaiian Ridge // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № C4, doi: 10.1029/2002JC001486.
18. *Keeler R., Bondur V., Gibson C.* Optical satellite imagery detection of internal wave effects from a submerged turbulent outfall in the stratified ocean // Geophys. Res. Lett., 2005. V. 32. L12610, doi:10.1029/2005GL022390.
19. *Keeler R., Bondur V., Vithanage D.* Sea truth measurements for remote sensing of littoral water // J. Sea Technology. 2004. № 4. P. 53–58.
20. *Kunze E.* Near-Inertial wave propagation in geostrophic shear // J. Phys. Oceanogr. 1985. № 15. P. 544–565.
21. *Merrifield M.A., Alford M.H.* Structure and variability of semidiurnal internal tides in Mamala Bay, Hawaii // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. C05010. doi: 10.1029/2003JC002049.

22. *Merrifield M.A., Guza R.T.* Detecting propagating signals with complex empirical orthogonal functions: A Cautionary Note // *J. Phys. Ocean.* 1990. V. 20. № 10. P.1628–1633.
23. *Merrifield M.A., Holloway P.E.* Model estimates of M2 internal tide energetics at the Hawaiian Ridge // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № C8. P. 3179, doi: 10.1029/2001JC000996.
24. *Merrifield M.A., Holloway P.E., Johnston M.S.* The generation of internal tides at the Hawaiian Ridge // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 4. P. 559–562.
25. *Petrenko A.A., Jones B.H., Dickey T.D., Hamilton P.* Internal tide effects on a sewage plume at Sand island, Hawaii // *Cont. Shelf Res.* 2000. V. 20. № 1. P. 1–13.
26. *Vlasenko V., Stashchuk N., Huttler K.* Baroclinic Tides: Theoretical Modelling and Observational Evidence // Cambridge University Press, 2005. 372 p.

## **Peculiarities of Internal Tidal Waves Generation near Oahu Island (Hawaii)**

**V. G. Bondur, Yu. V. Grebenyuk, K. D. Sabinin**

Peculiarities of internal tidal waves generation were examined on the basis of the analysis of field measurements of current and temperature profiles obtained from moored stations and ship's CTD data in Mamala Bay near Oahu Island (Hawaii). Internal tides of local origin differ from dominating waves of distant origin by the presence of high-order modes. They were distinguished using special methods of current velocities data processing obtained by acoustic current meter ADP. During data analysis of current empiric orthogonal functions were used. It is specified that in the total field of internal tides in the there are waves of local origin radiated from the shelf edge.