

## **Дистанционное зондирование заглубленной океанической и реликтовой турбулентности**

### **Карл Гибсон**

Departments of Mechanical and Aerospace Engineering  
and Scripps Institution of Oceanography,  
University of California San Diego, La Jolla CA 92093-0411, USA  
[cgibson@ucsd.edu](mailto:cgibson@ucsd.edu), <http://www-ac.s.ucsd.edu/~ir118/>

### **Валерий Бондур**

Aerocosmos Scientific Center of Aerospace Monitoring, Moscow, Russia  
[ygbondur@online.ru](mailto:ygbondur@online.ru)

### **Норрис Киллер**

Directed Technologies, Inc., Arlington, VA 22201, USA  
[norris\\_keeler@directedtechnologies.com](mailto:norris_keeler@directedtechnologies.com)

### **Пак Тао Леунг**

Department of Oceanography, Physical Section  
Texas A&M University, College Station, TX 77843, USA  
[ptleung@tamu.edu](mailto:ptleung@tamu.edu), <http://mae.uscd.edu/~ptleung/>

### **Аннотация**

Микроструктурные и исследования внутренних волн проводятся путем измерения вертикальных и горизонтальных профилей около сброса городских сточных вод в Гонолулу и сравниваются с характеристиками спектральных аномалий морской поверхности на оптических и радиолокационных космических снимках, вызванных солитонами. Спектральные аномалии с длиной волны 30-1000 м были обнаружены 2 сентября 2002 г. Аномальные участки занимали 70 км<sup>2</sup> с 10 км и 5 км удалениями от диффузора к ЮВ и ЮЗ. Исследование в 2003 и 2004 годах увеличили область обнаружения до 20 км от стока на участке более чем 200 км<sup>2</sup>. Механизм дистанционного обнаружения, установленный в результате этих уникальных работ, является комплексным взаимодействием между 10м смещающимися пятнами с реликтовой турбулентностью и внутренними волнами - солитонами (ISWs). ISWs сообщают вторичную турбулентно-кинетическую энергию участкам стока на глубине пикноклина. Как обнаружено из космоса, энергия перемешивания и информация излучаются почти вертикально пятнами первичной и вторичной реликтовой турбулентности в ISW структурах поверхностного выглаживания. Нелинейные вертикально усиливающиеся и вертикально излучаемые внутренние волновые процессы аналогичны процессам в астрофизических мазерах, но более результативны. Адвекция в направлении от берега участков реликтовой турбулентности обуславливает широкое и непредсказуемое появление аномальных лепестков и зависит от стока с острова чистых вод.

*Ключевые слова: 4568 турбулентность, диффузия, процессы перемешивания, 4524 тонкая структура и микроструктура, 4546 прибрежные процессы, 6061 дистанционное зондирование.*

## Введение

В августе-сентябре 2002, 2003 и 2004 Килером, Бондуром, Гибсоном ([KBG]) были проведены три международных океанографических эксперимента RASP с привлечением нескольких судов, спутников, вертолетов и целого ряда экологического оборудования. Целью экспериментов было определение возможностей спутниковых методов по дистанционному определению подводной и реликтовой турбулентности в области глубоководного сброса сточных вод на о. Санд, бухта Мамала, Гонолулу, Гавайи. Синоптические и микроструктурные измерения были проведены, чтобы исследовать возможные физические механизмы. В этой работе мы уделяем особое внимание оптическим изображениям морской поверхности, полученным с помощью солнечно-синхронных спутников Ikonos и Quickbird, и включаем сравнение их со снимками радаров с синтезированной апертурой (SAR). Вопросы, связанные с перебоями и ограничениями энергии, выходящие за рамки данного исследования, обсуждены в создаваемой работе 2005 года, именуемой далее [GBKL] (Гибсон, Бондур, Киллер, Леунг).

Очищенная сточная вода, с расходом 3-4 м<sup>3</sup>/с с относительно низкой плотностью  $P_w$ , низкой соленостью  $S$ , перекачивается на 2,4 км от берега о. Санд через трубу, диаметром в 1,98 м и выбрасывается 283 горизонтальными струями с обеих сторон диффузора длиной 1,040 м на глубине 68-71 м. Плавающие масляные поверхностно-активные вещества полностью удаляются в результате обработки. Никакого присутствия или влияния поверхностно-активных веществ на морской поверхности не было обнаружено (за исключением локального нефтяного пятна на стоянке судов 14 сентября 2003, рассмотренного в [GBKL]). Глубина всплытия сточных вод зависит от степени их начального смешивания с плотными донными слоями воды. Если объем глубинных вод, это  $V$ , а объем сточных вод, это  $W$ , то их соотношение  $V/W \geq (P_s - P_w) / (P_b - P_s)$ ; струи поднимаются и соединяются, чтобы образовать плавающий турбулентный поток с плотностью  $P_p$ , средней между плотностями поверхности  $P_s$  и дна  $P_b$ . Поток сточных вод обычно останавливается на глубине 50 м ниже морской поверхности, чуть ниже слоя скачка плотности.

На рис 1а (вверху) показаны контуры спектральной яркости аномальных участков, выявленных в ходе экспериментов RASP, Бондур (2005в). Очертания аномальных участков и их приближенность к диффузору с очищенными сточными водами показывает, что сток о. Санд вызывает аномалии. Аномальные лепестки на удалении 10 км и 5 км к ЮЗ и ЮВ от диффузора покрывают 70 км<sup>2</sup> по направлениям перемещения воздушных потоков, определенных плавучими буями (2 сентября 2002). Единственный лепесток аномалии, наблюдавшейся 13 сентября 2003, простирается более чем на 20 км к ЮЗ и покрывает 200 км<sup>2</sup>, соответствующая данным радара с синтезированной апертурой (SAR), где зона аномалий увеличивается до 40 км и покрывает более чем 800 км<sup>2</sup>, рис.4 (внизу). Очертания аномальных областей усечены с запада из-за ограничений спутниковых данных (данные 2004 года).

Определение заглубленной турбулентности названо механизмом воздействия мазера излучаемой турбулентности зомби (BZTMA) и описано в КБК и [GBKL]. Физические процессы, гидродинамические фазовые диаграммы, микроструктурные доказательства вторичной турбулентности в глубоких слоях океана участков с вторичной реликтовой турбулентностью, эмпирически выведенные универсальные константы BZTMA даны в работе [Gibson, (1987)]. BZTMA эффект усиливается, если пятна реликтовой турбулентности локально большего размера или более многочисленны, чем в окружающих районах. На рис.1а (внизу) показан ERS-1 SAR снимок произведенных приливом ISW волн на континентальном шельфе Бухты Нью-Йорк и усиленные к Каньону Хадсон, Apel (2002).

Передача изображений волн ISW на морскую поверхность и их усиление по рельефу дна может объясняться BZTMA механизмом. BZTMA питается участками турбулентности, которые излучают вертикально большую часть своей турбулентной кинетической энергии при фоссиллизации как обрушивающиеся волны большой амплитуды, та как затухающие турбулентные движения близки к опрокидыванию на частоте окружающей стратификации  $N$ . Изображения ISWs и фронтов, пересекающих Каньон Хадсон, см рис.1a (внизу), усиливаются волнами от явлений вторичной турбулентности, образующимися на наиболее многочисленных участках реликтовой турбулентности, вызванных донной топографией и порождаемыми турбулентностью вертикальных нелинейных внутренних волн. Разрушение волн реликтовой и вторичной реликтовой турбулентности выглаживает морскую поверхность над Каньоном Хадсон и обнаруживает их присутствие, а также усиливает поверхностные проявления подводной турбулентности расслаивания других источников таких, как ISWs и фронтов.

На Рис. 1 b (вверху), (Бондур (2005 b)), показана карта аномалии для а) Quickbird, 3 сентября 2004г., сопоставленная с результатами измерений внутренних волн с помощью гирлянды термисторов на участке аномалии d) и около берега e). Четыре внутренние волны в узкой полосе частот 43-160 м, измеренные термистором TS-5, ~1 км южнее диффузора, могут быть определены с помощью четырех или пяти длин волн аномалий яркости поверхности на рис. b). 43-160 м квазимонохроматические аномалии яркости поверхности не обнаруживаются в фоновой области c) и появляются сильно ослабленными на показаниях прибрежного термистора (рис. e). На Рис 1 b) (внизу) показана съема комплексных экспериментов, включая трассы измерений, спутники, корабли, и датчики, используемые в эксперименте RASP 2004, [Bondur(2005 b)].

Как в термоклине существуют множественные, мелкомасштабные, с узкой полосой частот, случайно-ориентированные внутренние волны-солитоны? Как они появляются на морской поверхности в зоне аномалии около сбросового устройства о. Санд, рис.1a (вверху) и 1 b (вверху)? Внутренние волны оказались ранее неизвестной формой внутренних уединенных волн (ISW), независимых от приливов и с гораздо меньшим масштабом, чем группы приливных прибрежных подветренных ISW волн, описанных в литературе Apel(2002), Vogucki, et al. (2005), Vogucki, et al.(1997), Maxworthy(1979), Moum et al. (2003), Moum and Smyth (2005). Эти работы посвящены ISW волнам с длиной 200-500м (и более), имеющими отверстия (углубления), которые держатся на неглубоких пикноклинах и имеющими поверхностные проявления (гладкость, наличие полос), легко определяемые радаром или визуально. Как глубокие океанские образования, такие, как подводные горы и ISW волны, ими производимые, могут быть определены радаром (SAR) или космонавтами? Большая коллекция ISW и топографии дна и обзор теории ISW [Apel (2002)] доступны на <http://www/internalwaveatlas.com>.

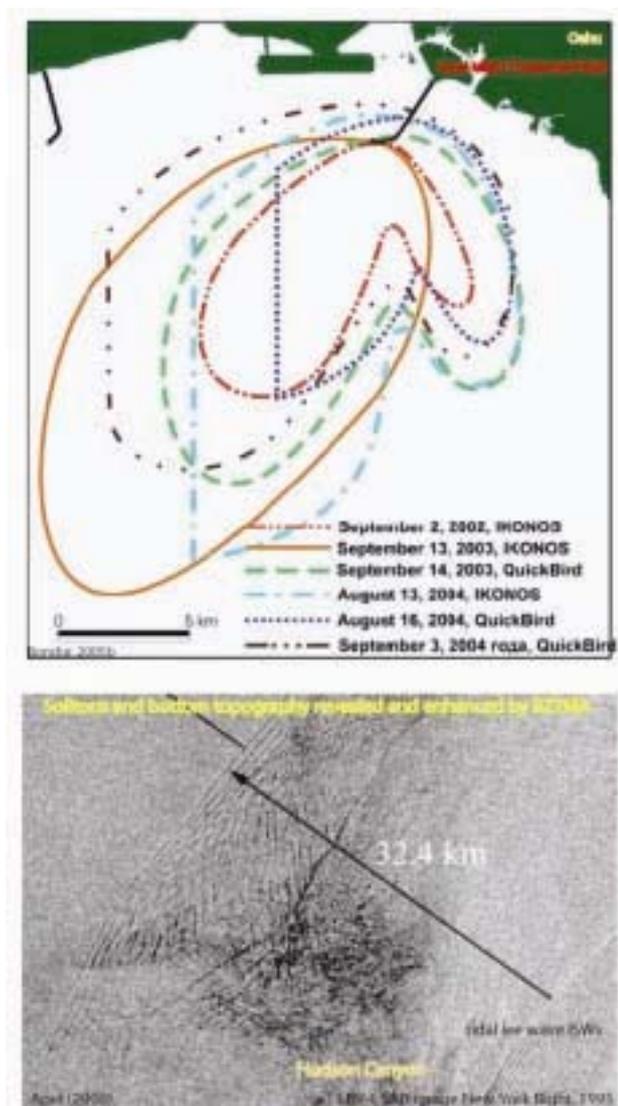


Рис. 1а. (вверху) Районы спектральных квазимонохроматических аномалий (длины волн составляют 30-250м), определенные по оптическим спутниковым снимкам в ходе дистанционного мониторинга антропогенных воздействий RASP 2002,2003,2004, Bondur(2005b). Районы аномалий отражают усиление под воздействием ВЗТМА механизма, [KBG]. (внизу) На радарных изображениях показано усиление поверхностных проявлений ISWs и нескольких фронтов в каньоне Хадсона под воздействием пятен турбулентности от FTW, излучаемых вертикально донной турбулентностью.

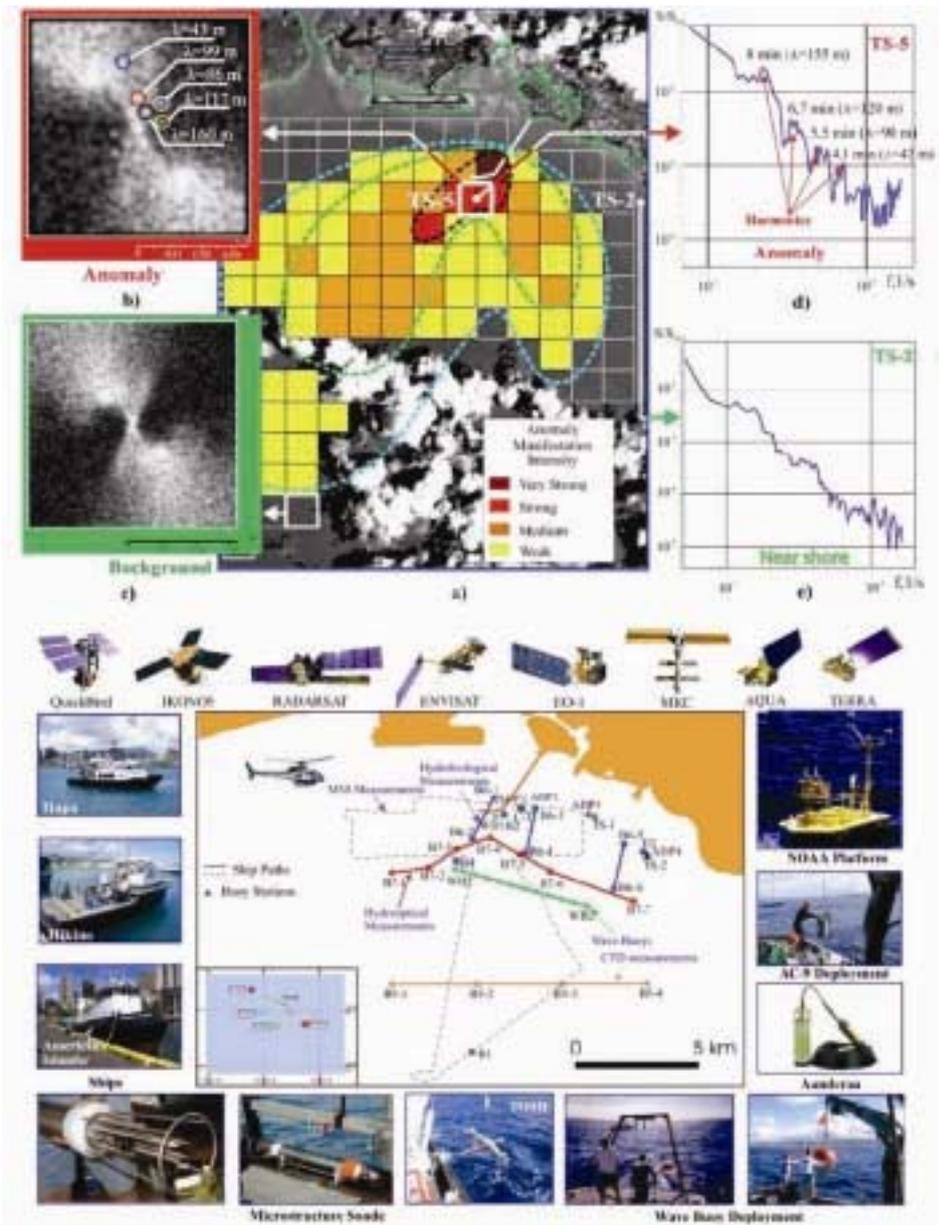


Рис. 16. Карта аномалий морской поверхности на 3 сентября 2004 по изображению Quickbird и спектры внутренних волн по данным термисторов TS-5 и TS-2. Длины волн аномалий  $\lambda$  совпадают с длинами  $\Lambda$  внутренних волн по данным TS-5 к югу от диффузора и TS-2 около берега (сверху). Комплексная схема расположения кораблей, спутников, детекторов микроструктуры, платформ и маршрутов, используемых в RASP 2004, (внизу) Bondur(2005b).

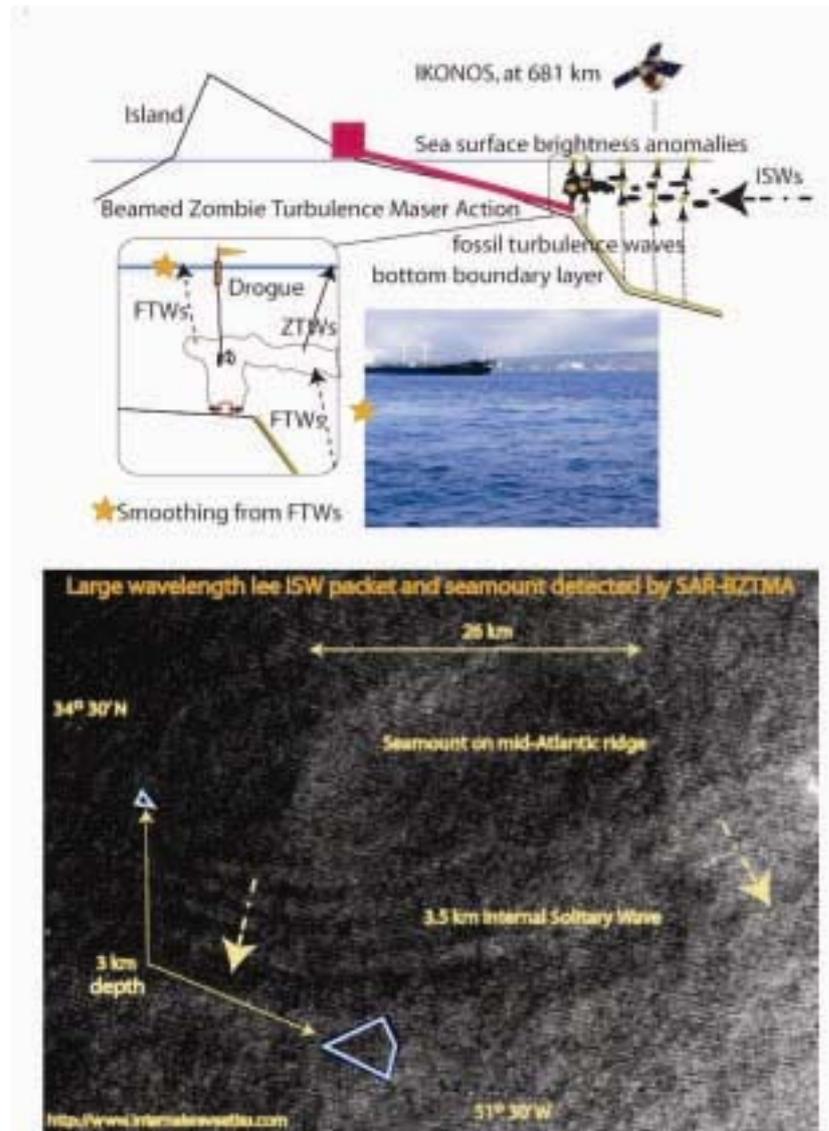


Рис.1с. Схемы экспериментов RASP и действия BZTMA механизма. На фотографии (вверху), выполненной с корабля НАРА, располагающегося над западным концом трубы диффузора, свидетельствует о поверхностном выглаживании волнами реликтовой турбулентности участка ~50м к северо-западу с отсутствием признаков непрерывного вертикального турбулентного перемешивания (без изменения цвета, запаха или однородности микроструктуры в вертикальных профилях). Солитоны подветренных внутренних волн с  $\lambda >$  глубины являются дополнительным источником узкочастотного воздействия на пикноклин. BZTMA (внизу) требует объяснения как радарные и оптические изображения пакетов подветренных ISW волн и среднеатлантические подводные горы могут быть определены радаром или космонавтами.

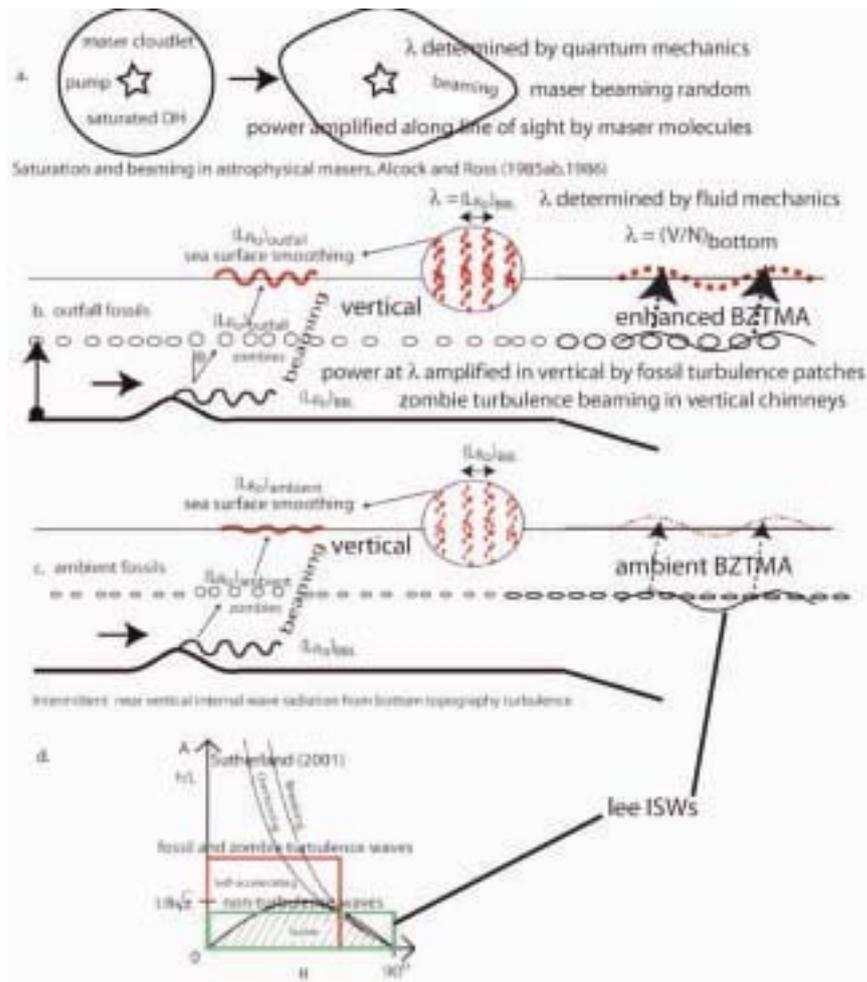


Рис.1 г. Модель механизма воздействия мазера излучаемой турбулентности зомби для дистанционного определения заглубленной турбулентности, измененная по сравнению с аналогичной [KBG] включением приливных подветренных ISWs с большой  $\lambda$ . Квантовая механика определяет частоту электромагнитных волн, усиливающуюся вдоль линий визирования в астрофизическом мазере. Механика жидкости определяет частоту ISWs, излучаемых вертикально BZTMA. Нелинейное излучение в астрофизических мазерах происходит в случайном направлении. Нелинейное излучение BZTMA происходит вертикально по каналам перемешивания, [GBKL].

Многие ответы на эти вопросы, не затронутые в литературе по ISW, даются в связи с изучением устойчиво стратифицированных жидкостей на примере теоретических, численных и лабораторных исследований турбулентности, Linden(1975), Sutherland and Linden (1998), Sutherland (2001), Dohan and Sutherland (2003), Sutherland, Flynn and Dohan (2004), Flynn and Sutherland (2004), Aguilar, et al. 2004). Обнаружено почти вертикальное под углом  $\sim 45^\circ$  излучение узких пространственно-частотных внутренних волн из пятен многослойной турбулентности, названных волнами Линдена - Сазерленда (LSWs) в [KBG]. Большие по размаху LSWs проникают далеко от своего источника, образуя плетеные облака, синусоидальные дорожки следов аэроплана, и узко-частотные вспышки в стратосфере.

Из теории реликтовой турбулентности Гибсона (1980) и теоретических и фактических изучений глубин океана Гибсона (1986,1987) следует, что такие волны вызваны действием внутренних волн реликтово-вихревой турбулентности (FVTWs) на последней стадии своего распада по наибольшей шкале опрокидывания, разрешенной устойчивой фоновой стратификацией  $N$ , что по масштабу Озмидова является началом

стратификации  $L_{R0} = (\epsilon_0 / N^3)^{1/2}$ , Гибсон(1980). Коэффициент вязкой диссипации  $\epsilon_0$  появляется, когда инерционные вихревые силы  $\mathbf{v} \times \boldsymbol{\omega}$  возрастания, опрокидывания, турбулентности водоворота соответствует внешним силам плавучести и превращаются в полностью насыщенные внутренние волны реликтово-вихревой турбулентности.

FVTWs не могут излучаться, так как их частота равна  $N$ . По мере замедления из-за трения они взаимодействуют со стратифицированной внешней средой сверху и снизу от пятна реликтовой турбулентности. Большая часть турбулентной кинетической энергии стратифицированного участка турбулентности с высоким числом Рейнолдса излучается почти вертикально. Большая часть турбулентной кинетической энергии вторичной турбулентности поступает из внешних качающихся движений и излучается практически вертикально при фоссилизации вторичной турбулентности.

Pinkel et al. (2002) отмечает, что звукорассеивающая сила существенно возрастает над глубоководными солитонами прилива, и этот эффект держится несколько часов. Они относятся к остаткам солености реликтовой турбулентности, которая вызывает рассеяние акустических шумов. При дистанционном зондировании заглубленной турбулентности обнаруживается возрастающее вертикальное перемешивание и резкое затухание поверхностных волн над идущими солитонами, что свидетельствует о VZTMA механизме.

Исследования Линдена, Сазерленда и их коллег тесно связаны с анализом океанической микроструктуры Гибсона (1987), который предположил, что решение Парадокса Калдвела (1983) о происхождении океанической турбулентности, в результате большого взрыва или непрерывного развития, лучшим образом объясняется процессом последовательного слияния, подъема, низвержения, объединяющим оба понятия: и большого взрыва и непрерывного развития. Этот процесс определен микроструктурными измерениями в глубинах океана, [Gregg(1977 ab)]. По сценарию Гибсона (1987), участки вихревой реликтовой турбулентности извлекают энергию из фоновых внутренних волн для образования вторичной и более высокого порядка турбулентности с приблизительно равным числом Кокса. Поэтому одинаковое нормированное число Рейнолдса при фоссилизации  $Re_0/Re_F = \epsilon_0/\epsilon_F = \epsilon_0/30 \nu N^2$  достигается вторичной турбулентностью, меняющей направление 1/3 разложения фоссилирующегося пятна на обратное, как показано на гидродинамической фазовой диаграмме в [KBG] (рис. 11).

Пользуясь данной интерпретацией, микроструктурный участок в 32м на глубине 878-910м (TASADAY 11 MSR 20) рассматривается Gregg (1977ab) как одно событие первичной турбулентности и как пять и более событий вторичной турбулентности (см. рис.8 внизу). Каждое явление вторичной турбулентности фоссилируется и повторно излучается в виде почти вертикальных с большой амплитудой LSWs. В работах Леунга и Гибсона (2004), а также [KBG], чтобы отметить их вторичную природу, эти волны были названы волнами турбулентности зомби (ZTWs). Этот удачный термин был введен профессором Хайдом Ямазакки во время описания скоростей, образуемых в результате компьютерного моделирования фиксированной в исходном положении реликтовой вихревой турбулентности после включения силы тяготения.

Приливные подветренные волны из центра низкого давления могут определять масштаб ISWs [ApeI (2002), Maxworthy(1979)]. Так же воздействует и турбулентность стратификации в бухте Найт, где турбулентность порождает узко-частотные по шкале Озмидова в масштабе  $L_{R0}$  FTWs, останавливаемые в пикноклине [Farmer, Armi (1999)] .

Вертикальное излучение информации о заглубленной турбулентности последовательных вертикально направленных вторичных турбулентных явлений с обратным излучением по вертикали FTWs, сохраняющими длинноволновую информацию об их энергетическом источнике, напоминает нелинейные физические процессы мазера в астрофизике.

В направленном мазере (или в лазерной указке), молекула типа  $\text{OH}^-$  (вода, потерявшая протон) нагнетается в метастабильного состоянии энергии кванта источником

энергии, например, мощное излучаемое тепло от ближайшей звезды в астрофизическом мазере. Фотоны с частотой метастабильного состояния кванта вызывают поток повторного излучения определенной частоты (длины волны) на линии прямой видимости звезды, на много порядков больший (до  $10^6$ ) по сравнению с уровнем излучения звездного абсолютно черного тела. Благодаря этому вторичное излучение также может нагнетать молекулы из основного состояния в метастабильное, источник энергии может также изменяться каскадно, порождая лучи мазера.

Аналогично, распадающиеся участки реликтовой плотностной турбулентности могут поглощать энергию ISW и усиливать ее в вертикальном направлении в виде квазимонохроматических участков, где сохраняется длина волны ISW, что может быть обнаружено дистанционно. Такой процесс получил наименование воздействия мазера направленной турбулентности зомби (BZTMA) (см. Leung and Gibson, 2004), где приведено детальное обсуждение измерений, проведенных в ходе эксперимента RASP (KBG, GBKL).

Рисунок 1в (вверху) схематично иллюстрирует процесс с момента его появления в виде рабочей гипотезы в программе RASP. Выглаживание поверхности, наблюдаемое с усиленным перемешиванием над диффузором сбросового устройства без непрерывной вертикальной турбулентности, ясно доказывает, что FTWs, производимые заглубленной стратифицированной турбулентностью выравнивает морскую поверхность, что видно по фотографии. Траектории буев GPS доказывают, что участки сбросовой реликтовой турбулентности перемещаются в зоны яркостных аномалий и вызывают усиление ZTWs (см. рис 1а (вверху) и 1б (вверху)). Гидродинамические фазовые диаграммы для больших участков в районах аномалий доказывают, что изучаемые участки, возникающие рядом со сбросом, являются фоссилизированными и испытывают усиление вторичной (зомби) турбулентности, [GBKL].

Рис.1в (внизу) показывает радиолокационные изображения подводной горы Средне-Атлантического хребта к югу от Азорских островов с подветренными внутренними волнами-солитонами с длиной волны в 3,5 км по меньшей мере на глубине 3км, которые не могут быть объяснены лишь действием поверхностно-активных веществ или линейных конвергенций. Первым астронавтам, утверждавшим, что они видели подобные топографические проявления в глубоководной зоне океана, не поверили. Тем не менее, такие изображения легко объясняются с помощью вертикального переноса информации механизма BZTMA.

Рисунок 1г показывает сравнение BZTMA модели вертикального излучения внутренних волн и нелинейного усиления узкочастотного излучения вдоль линий прямой видимости в астрофизическом мазере. Длина волны в мазере, усиленная вдоль линий видимости, определяется квантовой механикой. Для ISW длина волны усиливается в вертикальном направлении и определяется механикой жидкости.

ISWs производятся либо FTWs по шкале  $L_{R0}$ , либо подветренными волнами по шкале  $V/N$ . Рисунок 1г – это усовершенствованный рисунок 3 из работы KBG 2005, включающий подветренные волны ISWs. Подветренные ISWs с большой длиной волны и малой амплитудой описаны диаграммой устойчивости «нетурбулентной» частью волн (слева внизу), [Sutherland (2001)].

Даже малоамплитудные подветренные ISWs с  $h/L < 1/8\sqrt{\pi}$  должны обладать достаточно большим числом Рейнолдса, чтобы производить FTWs в масштабе, меньшим  $V/N$  для поверхностного проявления. FTWs и ZTWs в исходном положении обладают  $h/L \sim 1$ , что в 14 раз превышает максимальное устойчивое значение  $1/8\sqrt{\pi}$ .

Воздействие мазера в океаническом BZTMA более эффективно, чем аналогичное воздействие квантомеханического мазера. Большая часть турбулентной кинетической энергии для событий с высоким числом Рейнолдса, нагнетающих BZTMA внутренних волн излучаются вертикально. В астрофизическом мазере только небольшая часть энергии, затрачиваемая на то, чтобы закачать молекулы в метастабильное состояние,

преобразуется в узко-частотное излучение мазера и нелинейное излучение в произвольном направлении, рис. 1г (а).

Дальнейшее обсуждение натурального, лабораторного и численного моделирования механизмов дистанционного обнаружения заглубленной турбулентности приводятся в последней главе данной работы после представлений результатов эксперимента RASP 2002. Данные микроструктурных и спутниковых наблюдений экспериментов RASP 2003 и 2004, дальнейшее обсуждение возможные источников энергии и подтверждение скачкообразного ZTW излучения в вертикальных каналах перемешивания не вошли в рамки настоящей работы и представлены [GBKL].

## **Спутниковые изображения и участки яркостных аномалий**

На рисунке 2 приведено изображение бухты Мамала, полученное со спутника IKONOS-2 2 сентября 2002г., с помощью которого была рассчитана спектральная аномалия заглубленной и реликтовой турбулентности. Двумерные преобразования Фурье яркости морской поверхности показаны для 2км участков, представляющих яркость морской поверхности под влиянием фона и сброса. Аномально яркие точки, видимые на рис.2 «Сбросовое изображение б», соответствуют элементам Фурье (двойная точка выделена двойной стрелкой), с длиной волны 105м, ориентированным с востока на запад, которые присутствуют, но гораздо слабее на рис.2 «Фоновое изображение а».

Поверхностная рябь, имеющая северо-западное направление, не ориентирована по этому компоненту, хотя имеет сходную длину волны. Данная длина волны, равная 105м, больше, чем любой из обнаруженных пятен реликтовой турбулентности сброса, и больше, чем глубина сброса. Данные наблюдения означают, что ориентированные с востока на запад внутренние волны с длиной волны 105м существуют в пикноклине, представлены на рис.1 b(d), Бондур (2005 b). Эти внутренние волны схожи с остановленными в пикноклине волнами из пакета вертикальных внутренних волн, исходящими из турбулентного источника донного пограничного слоя с востока или запада, как показано на рис. 1с (вверху) и рис. 1d (b слева), но могут быть и небольшими подветренными солитонами, как показано на рис. 1с (внизу) и на рис. 1d (b справа).

Серые полосы юго-западного направления с разделением в 1000м, показанные стрелками на рис.2, подобны 500-метровым приливным подветренным ISW волнам, описанным [Moum et al, 2003], и интерпретируются как расширенные подветренные ISWs сброса. Серые полосы более четко выражены в районе юго-западного лепестка на рис. 1 а (вверху) и рис.3, что согласуется с информацией об их наличии, перемещаемой по морской поверхности реликтами сброса вблизи глубины пикноклина под воздействием механизма BZTMA. Информация о приливах, микроструктуре, гидрографии и фоновых условий в крупном масштабе близ Оаху в сентябре 2002 года приводятся в [Alford et al (2005)].

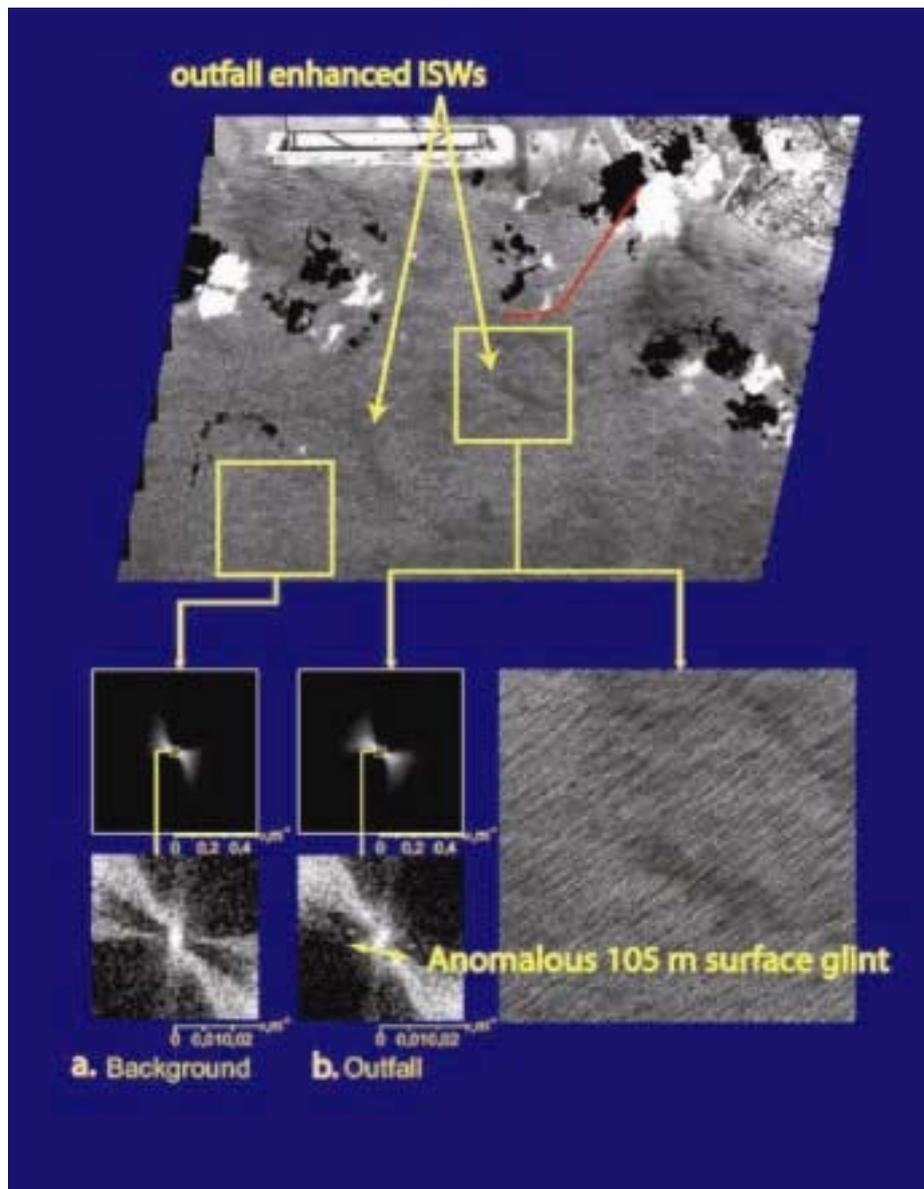


Рис.2. Снимок вспышки морской поверхности в бухте Мамала, полученное со спутника Ikonos-2 2 сентября 2002 г. Анализ 2км участков а. Фон и б. Сброс выявляет anomalously яркие элементы Фурье с длиной волны 105м, ориентированные с востока на запад (двойные стрелки). Серые участки к югу от диффузора определяют приливные подветренные внутренние волны с большой длиной волны с поверхностными проявлениями, усиленными реликтами сброса и действием ВЗТМА механизма.

На рис.3 приведен фрагмент карты аномалий морской поверхности, рассчитанные с использованием методов фазового спектра и синтеза случайных структур [Bondur, Filatov, 2003]. В этих методах используется формирование модельных изображений по данным среды, двумерные пространственные спектры Винера поля яркости и случайно генерируемые фазовые спектры [Bondur, Savin, 1995]. В результате проведения комплекса вычислительных процедур метода дистанционного зондирования были сформированы аномальные фрагменты размером  $1 \text{ км}^2$  (рис.3) и произведено их цветокодирование по четырем уровням интенсивности от слабых до очень сильных. Сильные и очень сильные аномалии обнаруживались на расстоянии до 3км к югу от диффузора, участки очень сильного проявления аномалии 13 и 14 на расстоянии 3км.

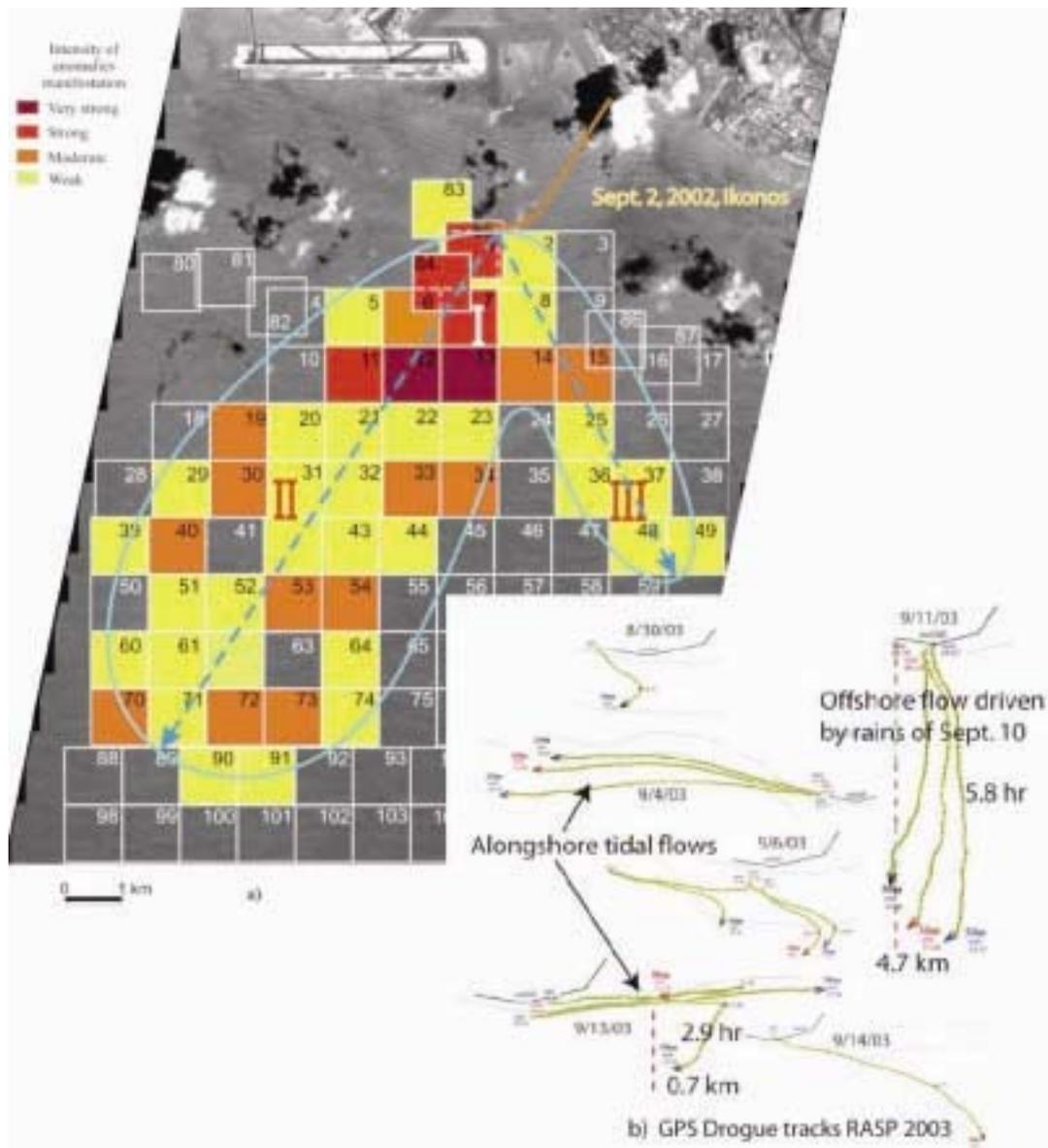


Рис.3. Пространственное распределение (а) спектральных яркостных аномалий, вызванных заглубленной турбулентностью сброса в 1 км от участка на изображении от 2 сентября 2002 со спутника Ikonos-2, приведенного на рис.2, Bondur and Filatov(2003). Комплект буев на глубине остановки сточных вод смещается в район 2 к ЮВ, в противоположном направлении от дрейфа корабля СЗ (см. рис.16). ЮЗ и ЮВ лепестки аномалий отражают процесс адвекции на участках реликтовой турбулентности сброса (б) совокупностью следов GPS оборудованных буев с парашютами, прикрепленными к дрейфующим буям на глубине 30 и 50м, около глубины остановки.

Возраст микроструктуры, перемещаемой в этом направлении, по данным с буя и по прогрессивно-векторным диаграммам ADCP, оценивается в 5-15 часов, причем ее источник находится ниже глубины остановки (рис.16). Участки средней интенсивности 70,72,и 73 на юго-западе располагались на расстоянии около 10км, что указывает на возраст микроструктуры в одни сутки или около  $260 \text{ N}^{-1}$ . Участки сильного и слабого проявления 83 и 85 и отсутствие участков аномалии к востоку от диффузора указывают на северо-западное направление перемещения поверхностных слоев, которые переносят волны реликтовой турбулентности до того, как они достигают поверхности.

На рис. 3 видна часто повторяющаяся форма рукавицы (см. рис 1а), которая может быть объяснена влиянием движения пресной воды от берега на участках сброса с реликтовой турбулентностью, опираясь на данные, полученные с парашютных буев,

оснащенных GPS (RASP 2003) (также см. рис. 6). Непрерывные течения пресной воды от Оаху в океан двигаются в северо-западном направлении от диффузора (Перл Харбор) и в северо-восточном (канал Ала Ваи).

На рис.4 (вверху) показаны области спектральных аномалий для самой крупной области аномалии от 13 сентября 2003г., обнаруженной также во всех экспериментах RASP, которая распространяется на 20 км на юго-запад и имеет площадь около 200км<sup>2</sup>. Зеленым овалом на фрагменте 14 отмечено положение канала перемешивания BZTMA (описано в GBK) , а белой пунктирной линией – положение фронта перемешивания, обнаруженного на вертикальных и горизонтальных микроструктурных профилях (тоже описано в GBKL , но показано в конфигурации радарного снимка, рис.4 (внизу) от 11 сентября 2003г.) в 7 км к югу от сбросового устройства [GBKL]. Многие аномальные длины волн (100 – 220 м), которые наблюдались на расстоянии 10 км от сброса, сопоставимы только с одной (рис 2) или двумя (30-100 м) длинами волн, обнаруженных на расстоянии менее 3 км. Повышение уровня реликтов сброса вследствие дождей вызвало адвекцию в направлении от берега, которая породила 40-км аномалию, обнаруженную на изображении RADARSAT. что показано внизу рис. 4 через день после дождя, и 20-километровую спектральную аномалию двумя днями позже (рис. 4, вверху). 11 сентября 2003 года мощный сброс вызвал BZTMA вертикальное перемещение и перемешивание информации, обнаруживая особенности донной топографии к юго-востоку от Diamond Head , а также несколько сильных фронтов перемешивания к югу от сброса бухты Мамала и Вайкики. Случайное расположение элементов спектральной аномалии (двойные стрелки и точки на рис.4 (вверху)) показывает, что они не являются поверхностным проявлением излучения ISWs и, следовательно, указывают на источник сброса.

На рис.5 показана меньшая область спектральных аномалий, обнаруженных 2сентября 2003года. Меньший размер области (сравнивается с другой областью аномалий на рис.6) объясняется отсутствием сравнительно крупных течений в направлении от берега. Фрагменты поверхности с самым сильным проявлением аномалий расположены близко к сбросовому устройству и имеют относительно малые длины волн, всего 32 и53 м. Похожие результаты были получены в эксперименте RASP 2004, где наблюдались небольшие течения в направлении от берега с малыми участками спектральных аномалий и малыми длинами волн (30-160м), что требует более подробного освещения в другой работе.

На рис.6(вверху) приведены области спектральных аномалий в сравнении с трассами буев и приливными циклами за несколько дней до появления крупного района аномалии (рис.4(вверху)) и малого района (рис.5). Крупная аномалия (желтый пунктир) простирается на 20 км на юго-запад от сброса и приписывается сильной анти-эстуариевой адвекцией в направлении от берега участков реликтовой турбулентности сброса, вызванных ливнем и BZTMA вертикальным перемешиванием, что видно по данным буев от 11 сентября 2003 года (рис.6 нижний график). Более слабые течения от берега предшествовали (рис.6 средний график) предшествовали появлению малого района аномалии 2 сентября 2003года (рис.6 верх, черный пунктир).

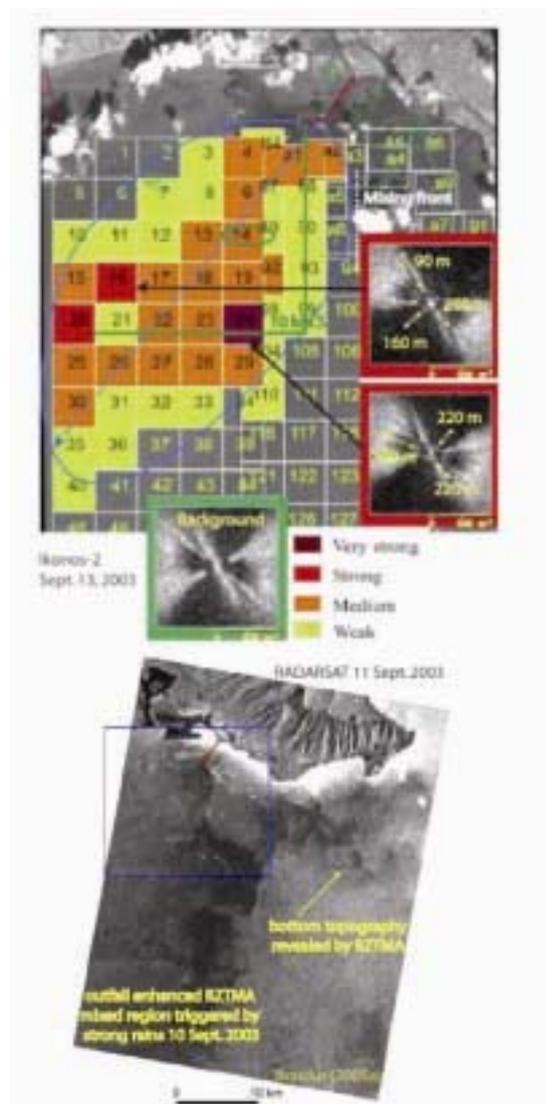


Рис.4.(вверху) Участки спектральных аномалий, обнаруженных 13 сентября 2003. Район поверхностных яркостных аномалий простирается на 20км к ЮЗ от сброса и объясняется сильной прибрежной адвекцией, индуцированной дождями 10 сентября 2003. (внизу) Аномалия перемешивания сброса, зарегистрированная 11 сентября 2003 со спутника RADARSAT, простирается на 40 км к югу, покидая фронт перемешивания, определенный 13 сентября 2003 вертикальными и горизонтальными секциями, GBKL. Особенности донной топографии к ЮВ от Diamond Head обнаружены вследствие усиления вертикального перемещения информации от сброса к морской поверхности.

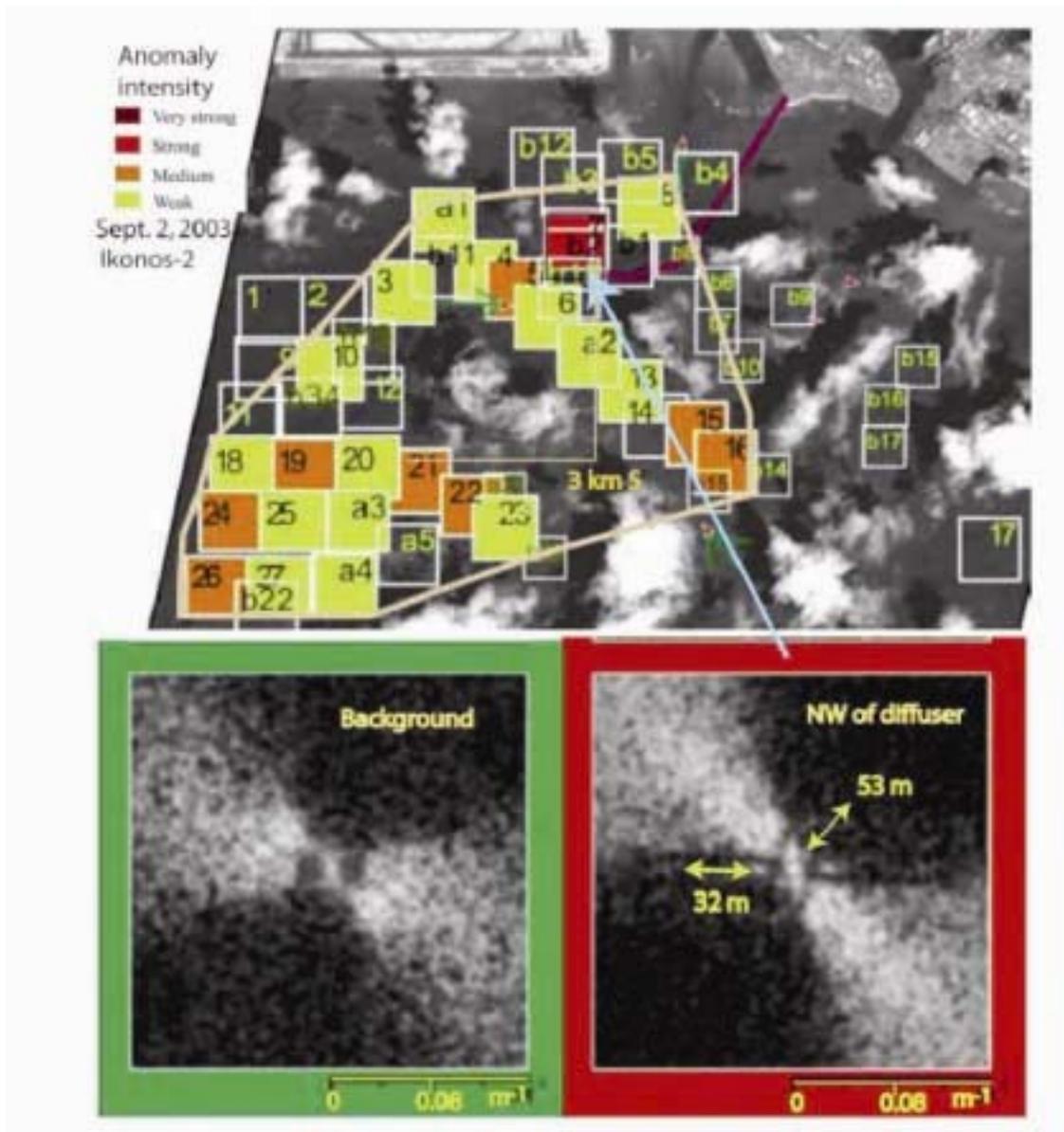


Рис.5. Участки спектральных аномалий, обнаруженные 2 сентября 2003. Район аномалий простирается к ЮЗ от сброса всего на 8,6 км. Небольшая протяженность согласуется с относительно слабой адвекцией в направлении от берега (см. следующий рис.6, середина). Небольшие длины волн (32 м и 53 м) свидетельствуют о том, что эти ISWs скорее происходят от донных FTWs на масштабе Озмидова, нежели чем от снижающихся подветренных ISWs по шкале V/N.

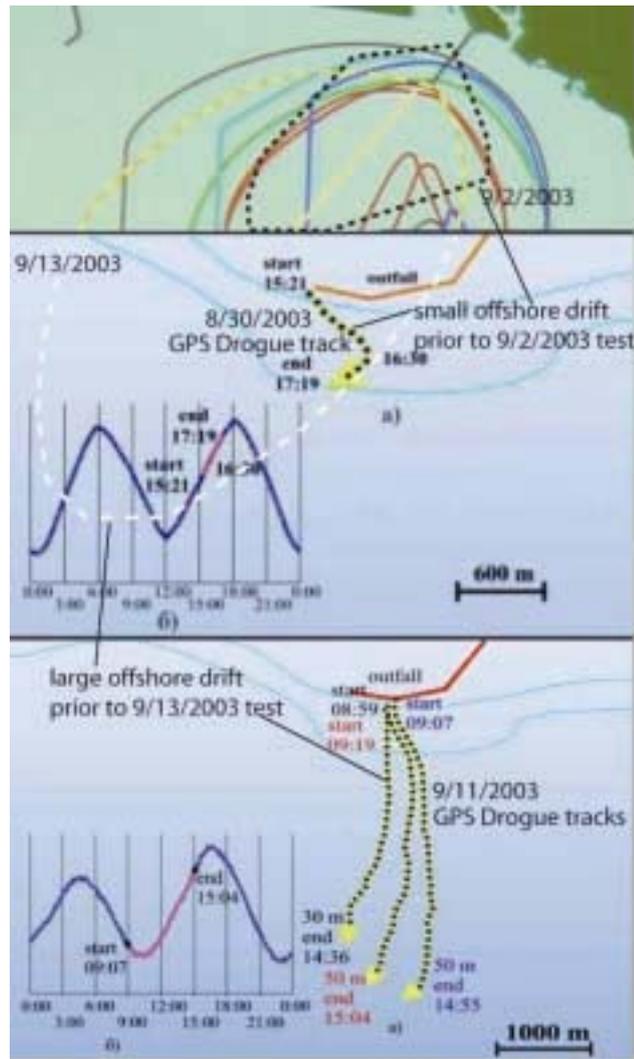


Рис.6. Участки спектральных аномалий (верхняя панель), описанные в докладе В.Г. Бондура на Конференции UCSД 9-11 марта 2005 (Bondur 2005a), сравниваются с данными по траекториям дрейфа буев и приливным циклам за несколько дней до появления наибольшего участка аномалии 13 сентября 2003 и наименьшего – 2 сентября 2003. Большой единичный лепесток аномалии (желтый пунктир сверху, рис.4) простирается на 20км к ЮЗ от сброса и объясняется адвекцией пятен реликтовой турбулентности сброса, вызванной дождями 10 сентября 2003, внизу обозначены траектории буев GPS от 11 сентября 2003. Более слабые потоки в направлении от берега (средняя панель), предшествовали появлению аномалии малого размера 2 сентября 2003 (черный пунктир в верхней части рис. 5).

### Вертикальные микроструктурные профили

На рис.7а приведено расположение станций вертикального профилирования вблизи трубы сбросового устройства и время после пролета в полдень спутника IKONOS-2 2 сентября 2002г. Для построения вертикальных и горизонтальных профилей средней электропроводности, температуры и глубины, а также микроструктурных параметров: температурного градиента, сдвига скорости, микропроводности, мутности и флуоресценции использовались два модифицированных MSS инструмента Sea & Sun Technology [Wolk et al, 2004], рис.1 b (слева внизу). Основной инструмент MSS и метод вертикального развертывания описаны в Prandke and Stips (1998). Подобный профиломер и датчик мутности и флуоресценции, используемые в модифицированном MSS описан в

[Wolk et al, 2002]. Зонд MSS сбрасывался с борта дрейфующего судна, а нейтрально плавающий кабель датчика стравливался и осторожно ослаблялся с помощью лебедки, контролируемой оператором, по мере опускания пакета датчиков при постоянной скорости 0,7 м/сек. Сигналы записывались и контролировались в корабельной лаборатории. GPS навигация позволяет точно позиционировать станции профилирования, вдоль диффузора и вблизи него.

Наше исследование представляет первое микроструктурное описание поведения и действия городского сброса сточных вод в океан. Постоянный источник сильной стратифицированной океанической турбулентности, создаваемой сбросовым устройством, дает редкую возможность провести достаточное количество исследований для достижения статистической конвергенции параметров стратифицированной турбулентности, так как такие исследования требуют повторных экспериментов. Профили масштаба опрокидывания Горпа  $L_T$  ясно свидетельствуют об участках перемешивания волн реликтовой турбулентности как над сбросовой турбулентностью, так и над глубиной всплытия волн (пунктирная линия). Повышенные коэффициенты перемешивания над глубиной всплытия около сброса (подтвержденные инструментом MSS, буксируемым на глубине 37м, рис.16) сравниваются с фоновыми коэффициентами, приписываемым VZTMA вертикальным излучением и перемешиванием. Эта интерпретация иллюстрируется аномальным участком 83 к северо-западу от конца диффузорной трубы на рис.3 (а). Свидетельство поверхностного разрушения FTW и ZTW демонстрируется вертикальными микроструктурными профилями в районе сброса и горизонтальным профилированием над всплытием сточных вод, где обнаружены большие масштабы опрокидывания и большие коэффициенты диссипации около поверхности и над всплывшим пятном сточных вод, чем в фоновых профилях.

На рис.7 б приведено сравнение коэффициентов вязкой диссипации вблизи поверхности для профилей G4060001 и G4060002 у конца диффузора в направлении дрейфа судна и для профилей фоновой области G4070001и G4070002 к западу от диффузора и G4030001 и G4030002 – к востоку. Увеличения уровней коэффициента вязкой диссипации на два порядка показаны для 10 верхних метров водной толщи. Так как непрерывное вертикальное турбулентное перемешивание, горизонтальные сдвиги, ветровые вариации отсутствуют, наблюдаемый эффект приписывается воздействию реликтовой турбулентности сброса и обрушению волн зомби-турбулентности на 10 м глубине пикноклина ветрового перемешивания.

Корабельные наблюдения и исследование фотоизображений, таких как на рис. 1с. показывают, что почти вертикальные волны могут сглаживать морскую поверхность, и только участки реликтовой и зомби турбулентности могут излучать почти вертикальные внутренние волны большой амплитуды. Откуда появляется эта рассеянная энергия? Экстраполяция измеренных уровней на рис.7в на большие участки спектральных поверхностных аномалий на рис. 1а (вверху) доказывает, что она не может исходить от 50кВ, энергии, необходимой для закачки низко-соленых сточных вод с о.Санд от диффузора в толщу более плотной морской воды на глубину 70 м. Если  $\varepsilon \approx 10^{-5} \text{ м}^2 \text{ с}^{-3}$ , как показано на рис.7в, представляет вертикально излучаемую и рассеиваемую по поверхности FTW и ZTW энергию, тогда около 5 кВ или 10% закачиваемой энергии (50 кВ) рассеивается разрушающимися FTWs и ZTWs на полосе шириной 50м на глубине 10м вдоль км длины от диффузора на участке  $5 \times 10^{-2}$  км. Это составляет 100 кВ/ км<sup>2</sup>.

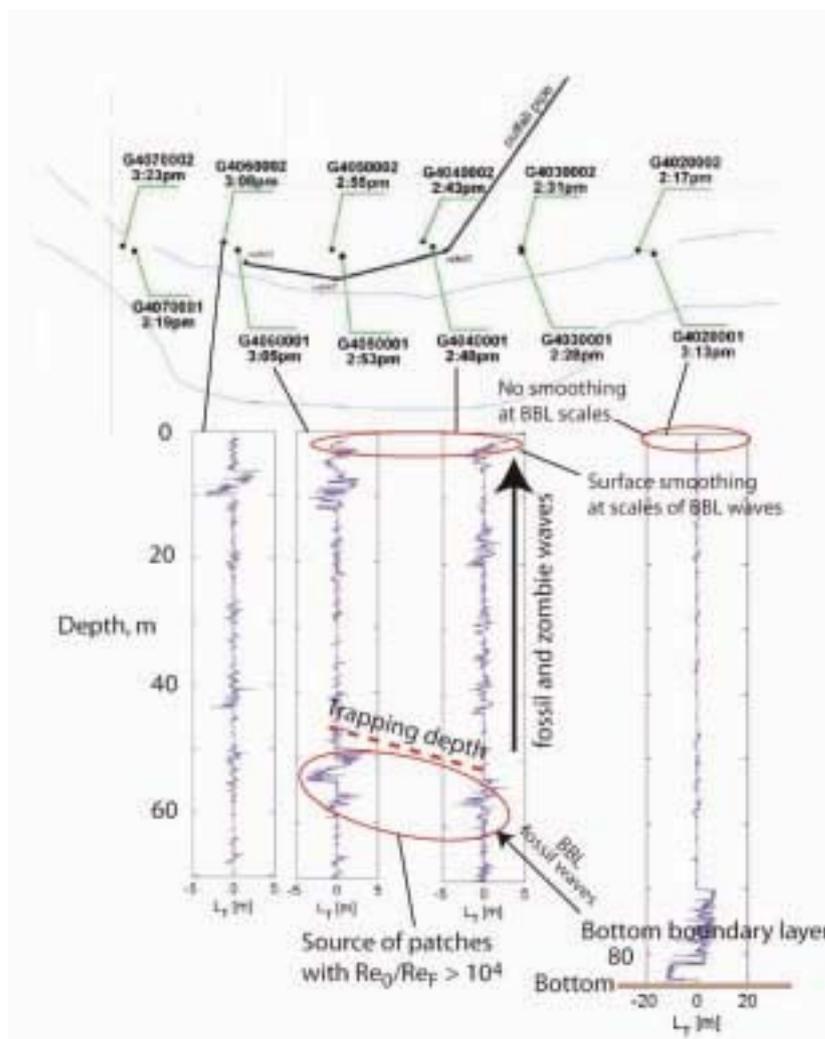


Рис.7а. Расположение станций вертикального профилирования в бухте Мамала 2 сентября во время полета спутника Иконос. Профиль G4060001 (показанный на рис.8 и 12) отражает направление дрейфа корабля и расположен около 50м к СЗ от конца трубы диффузора. Профиль G4030002 около 600м к западу от диффузора измерял самый слабый фоновый участок Н слоя, перемешанного ветром, на глубине 5-10 м, сравниваемый с участками F и G, которые показывают большие значения  $Re_0/Re_F$ , характерные для прямого разрушения волн реликтовой турбулентности. Фрагмент 81 (рис.3) слабой аномалии яркости к СЗ от трубы диффузора означает, что не прямое ВЗТМА разрушение реликтовых волн способствует выглаживанию поверхности.

Таким образом,  $200\text{km}^2$  площади аномального участка рис.4 (вверху) 13 сентября 2003, экстраполируя результаты рис.7в, требует 20 мегаватт энергии, выглаживающей поверхность, чтобы дистанционно определить заглубленную турбулентность этого эксперимента. Это гораздо больше, чем имеется от сброса как такового. ВЗТМА механизм позволяет извлекать большую энергию, требуемую для спутникового определения заглубленной реликтовой турбулентности от фоновых внутренних солитон-подобных волн в картах спектральных аномалий RASP, рис.1а (вверху).

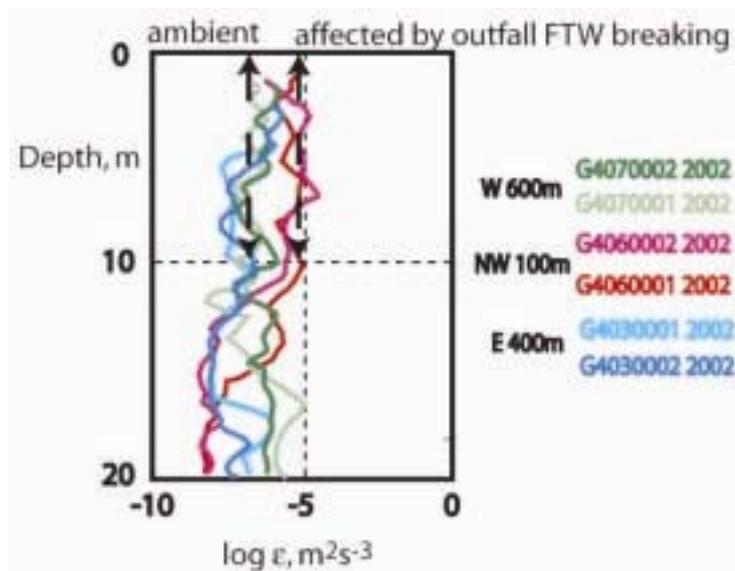


Рис.7б. Коэффициенты диссипации вблизи поверхности увеличиваются за счет волн реликтовой турбулентности сброса возле конца диффузора на два порядка выше фоновых значений к востоку и западу от сброса. Расположение станций время получения данных показано на рис.7а. Выглаживание поверхности, как на рис.1 (сверху), не наблюдалось.

Voguki et al. (1997) считает, что 73% энергии прибрежных внутренних волн переносится ISWs, которая проявляется в их придонной приостановке и перемешивании. Какая часть этой энергии извлекается из ISWs и излучается вертикально BZTMA механизмом? Какая часть турбулентной кинетической энергии, создаваемой приливами и придонными течениями, идет к поверхности в результате вертикального излучения мазера FTWs и ZTWs ?

На рис.8 (вверху) приведены верхние и микроструктурные профили для станции G4060001, расположенной в 50м к западу от конца трубы диффузора, где отражен дрейф судна за счет поверхностных течений и ветрового воздействия в данном направлении. Также четко прослеживается адвекция поля сточных вод под воздействием течения, что видно по наличию областей с низкой соленостью и высокой мутностью на глубине между 42 и 50 метрами, которую мы интерпретируем как глубину всплытия сточных вод.

Ниже глубины остановки уровни рассеивания мутности и температуры выше фоновых показателей, но ниже, чем на глубине всплытия. Коэффициент вязкой диссипации достигает максимума  $10^{-5} \text{ м}^2 \text{ с}^{-3}$  вблизи морской поверхности из-за упомянутого обрушения волн реликтовой турбулентности на участках F и G, что на один или два порядка больше фоновых уровней, обусловленных ветровым перемешиванием, что показано на профиле G4020001 и на рис. 7б.

Для обнаружения аномальных уровней перемешивания, обусловленного обрушением волн реликтовой турбулентности, вызванных полем заглубленной реликтовой турбулентности, использовался инструмент MSS, буксируемый на глубине 5-10м выше глубины всплытия сточных вод. Результаты представлены ниже (см. рис.16). Они поддерживают текущие расшифровки данных с вертикальных профилей в том, что расширенные перемешиваемые уровни существуют над перемещаемым полем сброса вследствие разрушения FTWs и ZTWs на их пути к поверхности через стратифицированную водную толщу.

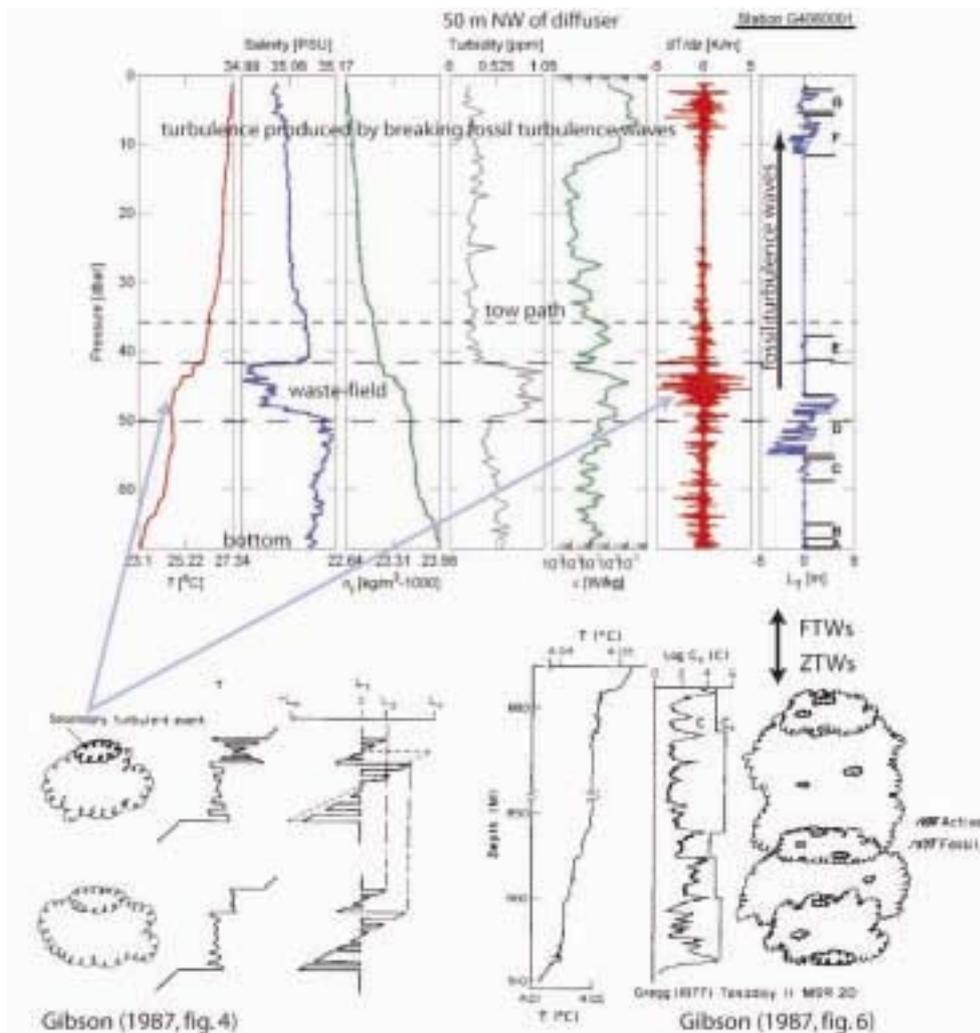


Рис.8. (вверху) профили MSS для станции G4060001 в 50м к СЗ от конца трубы диффузора. Плавающее пятно остановленных сточных вод на глубине 42-51м характеризуется низкой соленостью, мутностью и большими температурными градиентами. Буксируемый MSS отбирает с глубины 36м данные о температуре перемешивания (рис.16), инициированного излучаемыми волнами реликтовой турбулентности полем сточных вод. Масштаб опрокидывания Торпа [Thorpe, 1977] микроструктурных участков возрастает по мере возрастания плавучести, управляемой турбулентностью. Наибольшие значения  $L_T$  достигаются на глубине остановки на участке D. Большие значения обнаруживаются также на глубине 3-10м участков F и G, где волны реликтовой турбулентности разрушаются у основания слоя ветрового перемешивания. Сильный микроструктурный регион над участком D является вторичным турбулентным событием, который излучает свою энергию вертикально, как FTW (внизу слева), что описано Гибсоном (1987, рис. 4, внизу справа). Участок с наибольшей микроструктурной активностью [Gregg, 1977] сигнализирует о событиях первичной и вторичной реликтовой турбулентности, производящих FTWs и ZTWs BZTMA механизма, [Gibson, 1987, рис.6].

На рис.8 (внизу) показан анализ Гибсона (1987, рис.4 и 6) физических процессов BZTMA и наиболее активного микроструктурного участка, представленного Греггом (1977аб) профилями с 900м глубины на севере Тихого океана. Как следует из анализа Гибсона (1987), ступенчатые показания температуры с большими коэффициентами диссипации, но незначительными масштабами опрокидывания Торпа над участком D на рис.8 (вверху) относятся к фоссилизированным волнам вторичной турбулентности, которые уже излучили свою ZTW энергию вертикально к поверхности. Числа Кокса

вторичной турбулентности приближаются к числам Кокса первичной турбулентности в начале фоссилизации, [Гибсон (1987, формула20)]. Этот анализ подтверждается полуэмпирическим усилением турбулентности зомби при +1/3 уклона на гидродинамических фазовых диаграммах, представленных в [KBG] на рис.12,13 и 14, в противоположность затуханию реликтовой турбулентности при -1/3 уклоне, [Гибсон(1986)].

На рис.9 приведены средние и микроструктурные профили для станции, расположенной на расстоянии около 3 км к югу от диффузора на западной кромке юго-восточного лепестка аномалии. Участок с наибольшим масштабом опрокидывания Торпа L находится примерно на глубине диффузора в 70м (месторасположения НРД участков этого профиля показаны на рис.12). Температурные флуктуации внутри участка L меньше, чем фоновые уровни, а очень большая величина  $Re_0/Re_F \sim 10^5$  определена путем экстраполяции +1/3 уклона. Это отражает процессы турбулентности зомби, где турбулентность генерируется окружающими внутренними волнами на границах пятна, что дополняет внутреннее перемешивание и увеличивает размер пятна и масштаб опрокидывания Торпа (см. рис.11, внизу). Пятна IJK ниже и MNOP вблизи морской поверхности в таких областях спектральной аномалии, вероятно, являются местами перемешивания, созданными волнами турбулентности зомби, распространяемыми почти вертикально такими пятнами, как L и IJK под воздействием энергии, вертикально извлекаемой из окружающего поля внутренних волн действием лазера.

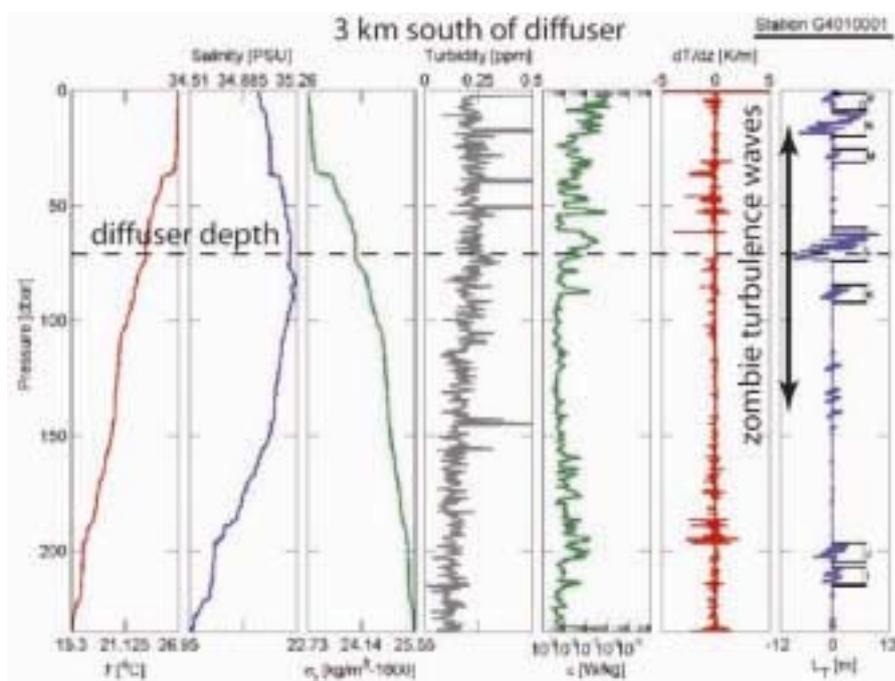


Рис.9. MSS профили на станции G4010001 на 3 км к югу от диффузора. Глубина диффузора показана пунктиром. Участок L является 10м участком реликтовой турбулентности с  $L_{Tmax}$ , образованным поступлением сточных вод на глубине 68-70м и находится глубже, чем их остановка на 20м из-за адвекции в направлении от берега. Его расположение около основания сезонного пикноклина и спектральных аномалий в фрагментах 14,15 и 25 означает, что излучение турбулентности зомби отражается участками M, N и O и глубже участков J и I на 200м. Данные ГФД для участков, показанных на рис.12, означают, что участок K также является пятном реликтовой турбулентности сброса с  $Re_0/Re_F \sim 10,000$ .

На рис. 10 проиллюстрирован эффект выбора различных расстояний вертикального разделения  $\Delta Z_{ave}$  для расчета эффективных сил плавучести для фона, которые ослабляют турбулентность на участках ее возрастания. На рис. 10 показана

величина  $N^2$  для участка D из рис.8, вычисленная как функция от  $\Delta Z_{ave}$  от перегруппированного профиля плотности Торпа. Для сравнения показаны размер участка  $L_p$  и максимальный масштаб опрокидывания Торпа  $L_{Tmax}$ . Диапазон константы  $N^2$  найден для  $\Delta Z_{ave}$  между  $L_{Tmax}$  и  $2 L_{Tmax}$ . Максимальный масштаб опрокидывания Торпа, равный около 6м для пятен реликтовой турбулентности сброса и показанный на рис.10, типичен для экспериментов RASP 2002,2003 и 2004. Однозначное определение характерной реликтовой турбулентности или активных турбулентных пятен зачастую требует внимания, [Galbraith and Kelley(1996), Prandke and Stipps(1992)]. Множественные пересечения нуля вертикальным температурным градиентом между пятнами в целом признаются наиболее эффективным по вычислениям и физически трудоемким методом для изолированных пятен [Prandke, личное сообщение].

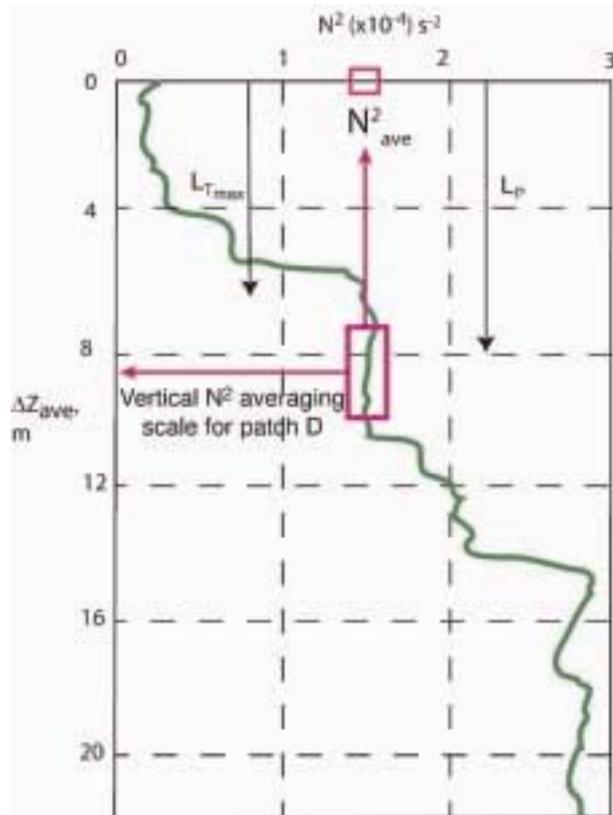


Рис.10. Частота стратификации  $N^2_{ave}$  рассчитывается как функция разницы глубин  $\Delta Z_{ave}$  для сильно фоссилезированного участка D, показанного на рис.5, сразу же за глубиной остановки. Диапазон постоянного  $N$  найден для вертикальных средних шкал чуть больший чем максимум опрокидывания шкалы Торпа  $L_{Tmax}$  и масштабом участка  $L_p$ , отражающим фоновую стратификацию, ограничивающую рост турбулентности участка.

На рис.11 показано развитие пятна активной турбулентности в начале его фоссилезации, критическое число Фруда и длина  $L_{Ro}$ , в активно-фоссилезированное гидродинамическое состояние (стадии 1,2,3), и потом его реактивация под действием колебания среды, когда формируются пятна турбулентности зомби (стадии 3,4,5), [Гибсон (1987)]. Геометрия реликтов и зомби (вверху) и коэффициент рассеивания турбулентности приведена на гидродинамических фазовых диаграммах (внизу). После стадии 1 происходит сильное излучение волн реликтовой турбулентности, которое уменьшается по мере потери механической энергии участком из-за трения. На гидродинамической фазовой диаграмме траектория - это прямая линия с уклоном около -1/3.

Отклонение сильных градиентов плотности вверх и вниз реликта (стадия 3) под воздействием окружающих внутренних волн приводит к вихреобразованию со скоростью  $\nabla p \times \nabla \rho / \rho^2$ , где  $\rho$  - плотность,  $p$  - давление, так как градиент давления  $\nabla p$

всегда вертикален и направлен вниз. Турбулентность будет создаваться, если отклонение сохраняется (красные линии), а пятно реликтовой турбулентности будет ре-активировано в реликтовое-зомби (стадия4) и полное зомби (стадия5) гидродинамические состояния вдоль прямой линии с уклоном 1/3 или менее, перенося участки в области гидродинамической фазовой диаграммы с величинами  $Re_0/Re_F$ , больше, чем в исходном участке.

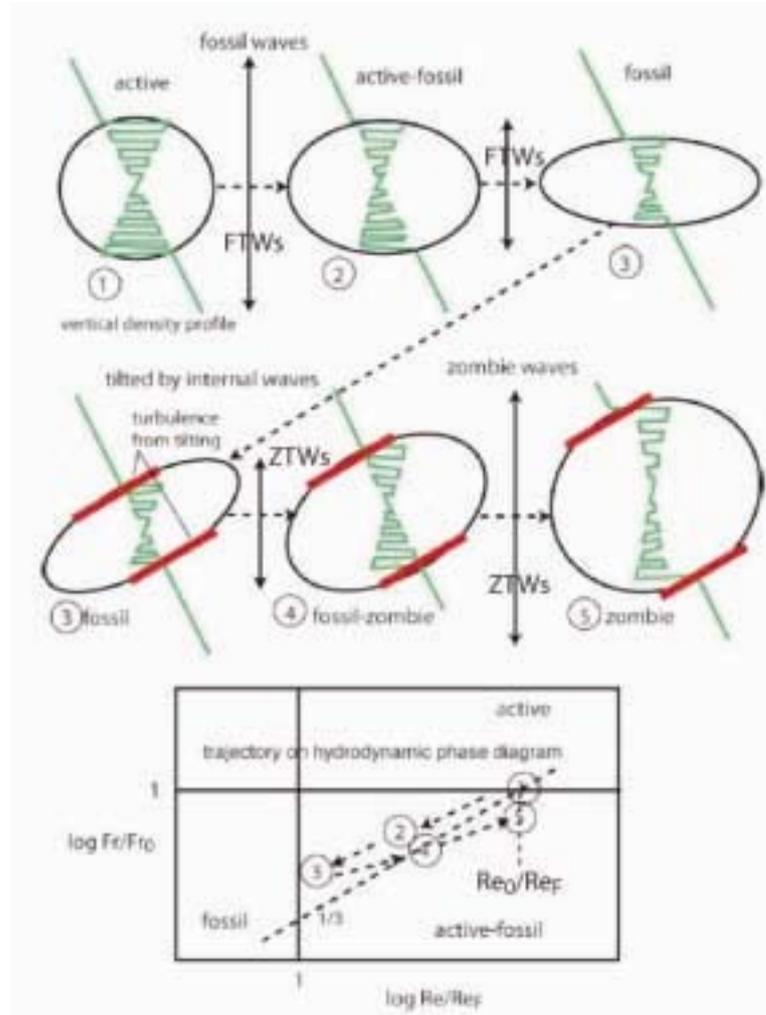


Рис.11. Физический механизм образования зомби турбулентности на полностью турбулентном микроструктурном участке в начале фоссилизации и их траектории на гидродинамической фазовой диаграмме. Как траектория фоссилизации 1-2-3, так и траектория образования зомби 3-4-5, должны повторять чуть меньше трети пути на графике в логарифмическом масштабе по обеим осям [Gibson, 1987]. Таким образом, фоссилизированные участки стремятся преуменьшить  $Re_0/Re_F$ , а пятна зомби турбулентности могут показывать большие значения  $Re_0/Re_F$ , которые никогда не существовали. Красные линии обозначают вихреобразование и образование турбулентности от наклона фоновых внутренних волн и сдвигов.

## Гидродинамические фазовые диаграммы

На рис.12 показаны микроструктурные участки А-Г из рис.8(вверху) со станции G4060001 на расстоянии 50 м на северо-запад от конца трубы диффузора в соответствии с их гидродинамическими фазовыми диаграммами (ГФД) и их сравнение с фоновыми условиями, исследуемыми 200-600м к востоку от диффузора (треугольник Н); а также участки I-J из профиля G4010001 внутри юго-восточного лепестка аномалии около 3 км к

югу. Как показано на рис.10, чтобы верно рассчитать  $N$  для каждого участка, важно выбрать вертикальный интервал  $\Delta Z_{ave}$  больше, чем наибольшее смещение Торпа  $L_{Tmax}$  так, чтобы  $N_{ave}$  участка представляло фоновую стратификацию, противоположную вертикальным силам вихреобразования  $\mathbf{v}\times\boldsymbol{\omega}$  увеличивающихся вихрей активной турбулентности участка перед его фоссилизацией.

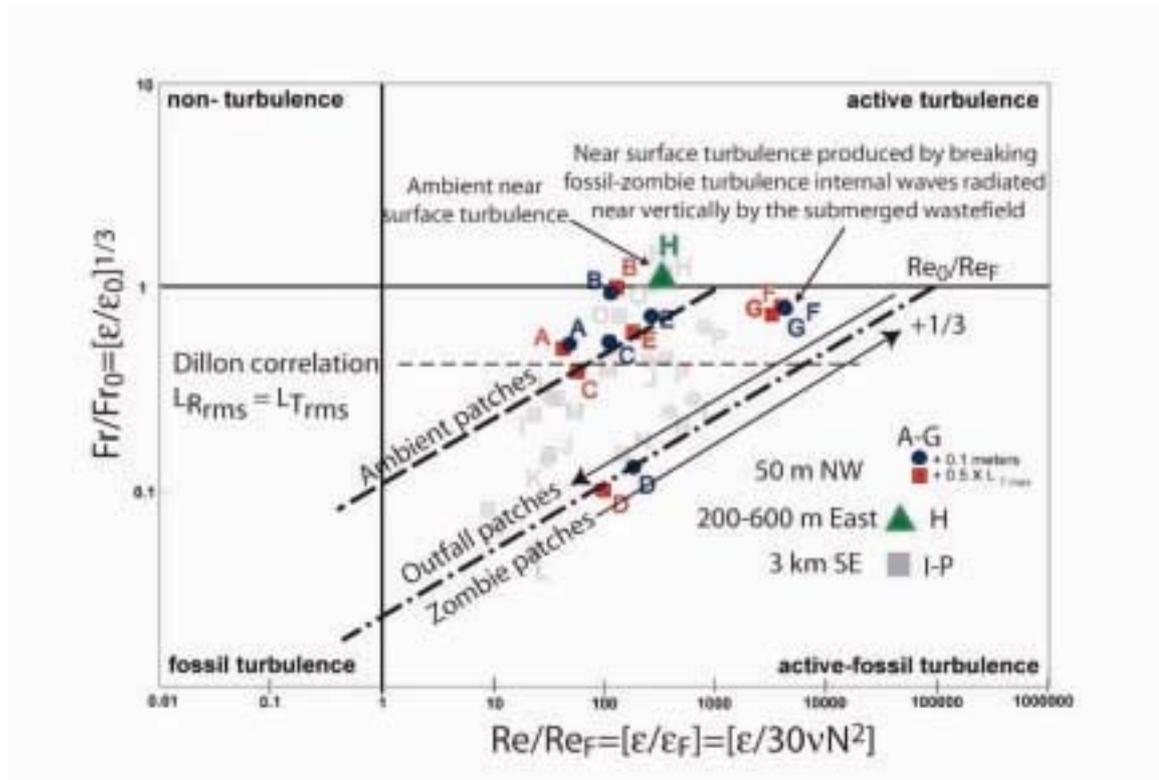


Рис.12. Точки ГФД А-Г показаны для профилей G4060001 рис.8 на расстоянии 50м СЗ от конца диффузора.  $N$  является усредненным между вертикальными масштабами 0,1м (черные кружки) и 0,5  $L_{Tmax}$  (красные квадраты), превышающими показания участков. Масштаб опрокидывания Торпа возрастает от А к D, турбулентность пятна меняется от малых значений до больших, а затем фоссилизуется. Серые участки I-P получены с профилей G4010001 (рис.9) юго-восточного лепестка яркостных аномалий поверхности (рис.3). Участки К и L экстраполируют к большим значениям  $Re_0/Re_F \sim 10^4$ , означая их принадлежность к реликтам сброса, производимым сливом сточных вод.

Чувствительность к вертикальному масштабу осреднения  $\Delta Z_{ave} = L_{Tmax} + 2\Delta z$  показана на рис.12 путем вычисления каждого гидродинамического состояния для  $\Delta z=0.1$ м (темные кружки) и 0.5  $L_{Tmax}$ (красные квадраты) в скобках корректные величины, что показано на рис.10. Для этих двух вариантов есть не много изменений результатов, кроме участков с наибольшим  $L_{Tmax}$  таких, как D и L. Для обоих значений  $\Delta z$  трактовка этих участков одинакова. Участок L на рис.9 – реликт турбулентности сброса на своей глубине с экстраполированным значением  $Re/Re_F = 30.000$  [Гибсон(1987)].

На рис.12 сделано сравнение среднеквадратического значения масштаба Озмидова и опрокидывания Торпа для корреляции Диллона (1982). Эта корреляция иногда используется в качестве доказательства того, что микроструктурные участки в стратифицированном океане находятся в состоянии непрерывного турбулентного равновесия [Caldwell (1983), Dillon (1982,1984), Gregg(1987)], так что средний коэффициент вязкой диссипации в масштабе Озмидова может быть получен осреднением масштабов опрокидывания Торпа, например [Galbraith and Kelly(1996), Alford et al. (2005), Rudnick et al.(2005), Baumert et al. (2005)].

Настоящие данные не указывают на корреляцию между  $L_T$  и  $L_R$ . Лежащая в основе концепция метода Диллона, а именно, что процесса реликтовой турбулентности не существует, пренебрегает таким важным свойством стратифицированной турбулентности, что наиболее крупные и мощные турбулентные явления, которые преобладают над средними скоростями перемешивания и вертикальной диффузии, также в большинстве своем периодические и их трудно отследить [Baker and Gibson (1986)]. Преимущественно, перемешивание и вертикальная диффузия в океане случаются в крупных фоссилезированных микроструктурных участках, которые продолжают существовать в тысячи раз дольше, чем их первоначальные участки в активном турбулентном состоянии.

Чтобы избежать ошибки вследствие недостаточности выборки, микроструктурные данные должны быть оценены на достоверность, используя ГФД для определения событий доминирующей турбулентности в районе. В крайне неустойчивых слоях и районах в океане, ошибки выборки из-за перебоев различаются качественные, количественные и значительные [Gibson (1983, 1987, 1991abc, 1999)]. Классификация ГФД микроструктурных участков, как в рис.12, позволяет обнаружить доминирующие турбулентные явления в районе океана путем экстраполяции вдоль  $-1/3$  в месте фоссилезации и  $+1/3$  траектории фоссилезации и формирования турбулентности зомби (рис.11) для оценки мощности исходного турбулентного явления, измеряемого отношением  $\varepsilon_0/\varepsilon_F = Re_0/Re_F$ .

Как показано на рис.12, участки А, В и С, расположенные ниже глубины остановки пятна сточных вод, имеют относительно малые величины  $Re_0/Re_F$  - около 3000, что только  $\sim 3$  раза больше, чем у фоновых турбулентных участков и в 10 раз меньше, чем  $Re_0/Re_F$  реликтовой турбулентности сброса на глубине остановки. Поскольку время фоссилезации  $t_{fossilisation} \leq N^{-1}$ , на отдельном микроструктурном профиле маловероятно обнаружить какие-либо доминирующие турбулентные явления в своих исходных полных турбулентных состояниях, даже когда профиль взят для источника явлений, как в случае с профилем вблизи сброса на рис.8 (вверху). Участок D определяется как участок зомби турбулентности, так как экстраполированное  $Re_0/Re_F \approx 100000$ , которое больше 30000, определенного на тысячах микроструктурных участках в ходе 3 лет экспериментов RASP и приведенного на рис.14 как значение для доминирующих участков турбулентности сброса. Участок сильного перемешивания над участком D в предыдущем обсуждении рис.8(низ, верх) был определен как участок вторичной (зомби) реликтовой турбулентности.

На рис.13 показаны ГФД для всех точек для глубины остановки с интервалом в 40-60м 28-29 августа 2002г., классифицированные по их удалению от трубы диффузора. К участкам, находящимся **ближе** к диффузору ( $< 100$  м - зеленые квадраты), относятся два участка в квадранте полной турбулентности, но участков активной турбулентности не наблюдается вдоль линии ослабления турбулентности, экстраполированной до максимальных величин  $Re_0/Re_F$  порядка  $10^4$ . Таким образом, по рис.13 можно судить, что для участков, где преобладало турбулентное перемешивание, выборка была недостаточна. Все такие участки, расположенные на **близких** расстояниях  $\sim 600$ м (красные кружки), сильно фоссилезированы, кроме одного участка активной турбулентности с  $Re_0/Re_F < 100$ . Все **далекие** участки (на расстоянии более 3 км) на глубине 40-60м имеют величины  $Re_0/Re_F$  менее  $10^3$ , и мы относим их к максимумам фона на этой глубине. Во многих местах нужно обнаружить участки полной турбулентности, или даже реликтовой турбулентности сброса, что отражают величины  $Re_0/Re_F$  в 25000, характеристику сточных вод на глубине остановки. Так как такие участки не были обнаружены, выборка массива данных для 28-29 августа 2002г. для остановки поднимающейся турбулентности сброса и процессов фоссилезации была недостаточна. Участки идентифицировались методом перехода через ноль [Prandke and Stipps(1992)], когда в качестве критерия для разделения участков берутся несколько смежных вертикальных температурных градиентов.

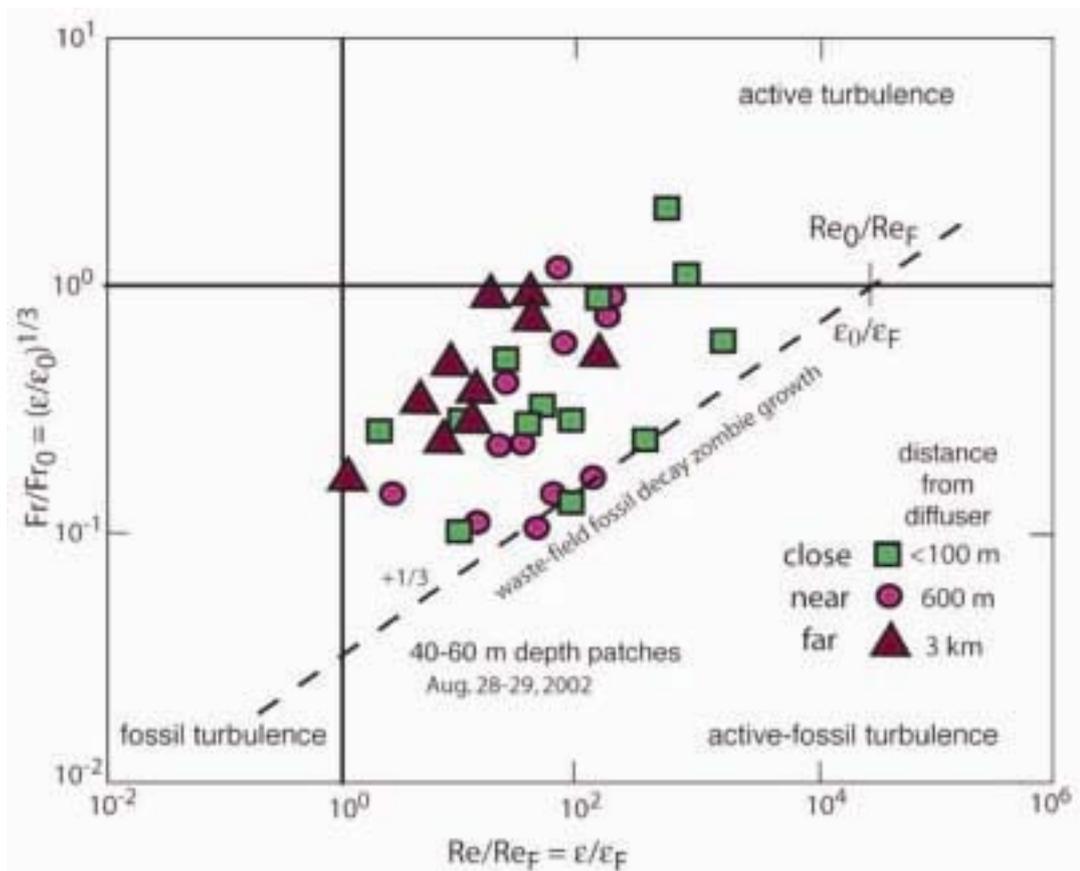


Рис.13. Гидродинамическая фазовая диаграмма для микроструктурных измерений на глубине 40-60м от 28-29 августа 2002, полученных на различных расстояниях от диффузора с **близкого** (< 100м, 6 профилей, квадраты), **недалекого** (~ 600м, 6 профилей, кружки) и **далекого** (~ 3 км, 3 профиля, треугольники). Пунктирная линия с углом наклона +1/3 показывает предполагаемое место расположения для разрушающихся участков турбулентности и их «зомби» последователей. **Близкие** и **недалекие** от трубы участки обладают экстраполированным значением  $Re_0/Re_F > 10^4$  большим, по сравнению с **далекими** участками с  $Re_0/Re_F < 10^3$ . Самые **близкие** участки обладали большими значениями  $Re_0/Re_F$  и были турбулентно активными по сравнению с **недалекими** участками. Однако, ни близкие, ни недалекие участки не показали фактических значений  $Re_0/Re_F > 10^4$ , что означает недостаточность выборки для определения доминирующего процесса перемешивания по обоим направлениям. Аналогично и для далеких участков не определено активных участков с  $Re_0/Re_F > 10$ , что также свидетельствует о недостаточности выборки.

На рис.14 показано 2618 точек ГФД для микроструктурных участков, обнаруженных в различных местах во время эксперимента RASP в 2003 г. В области сброса с множеством аномалий с помощью экстраполяции +1/3 было найдено несколько участков с  $Re_0/Re_F$  равным 30000, которые являлись наиболее мощными участками сброса на глубине остановки непосредственно ниже термоклина (красные треугольники, вверху слева). Было обнаружено только три участка в полностью активном турбулентном состоянии. Явным признаком формирования турбулентности зомби является число  $Re_0/Re_F \sim 10^5$ .

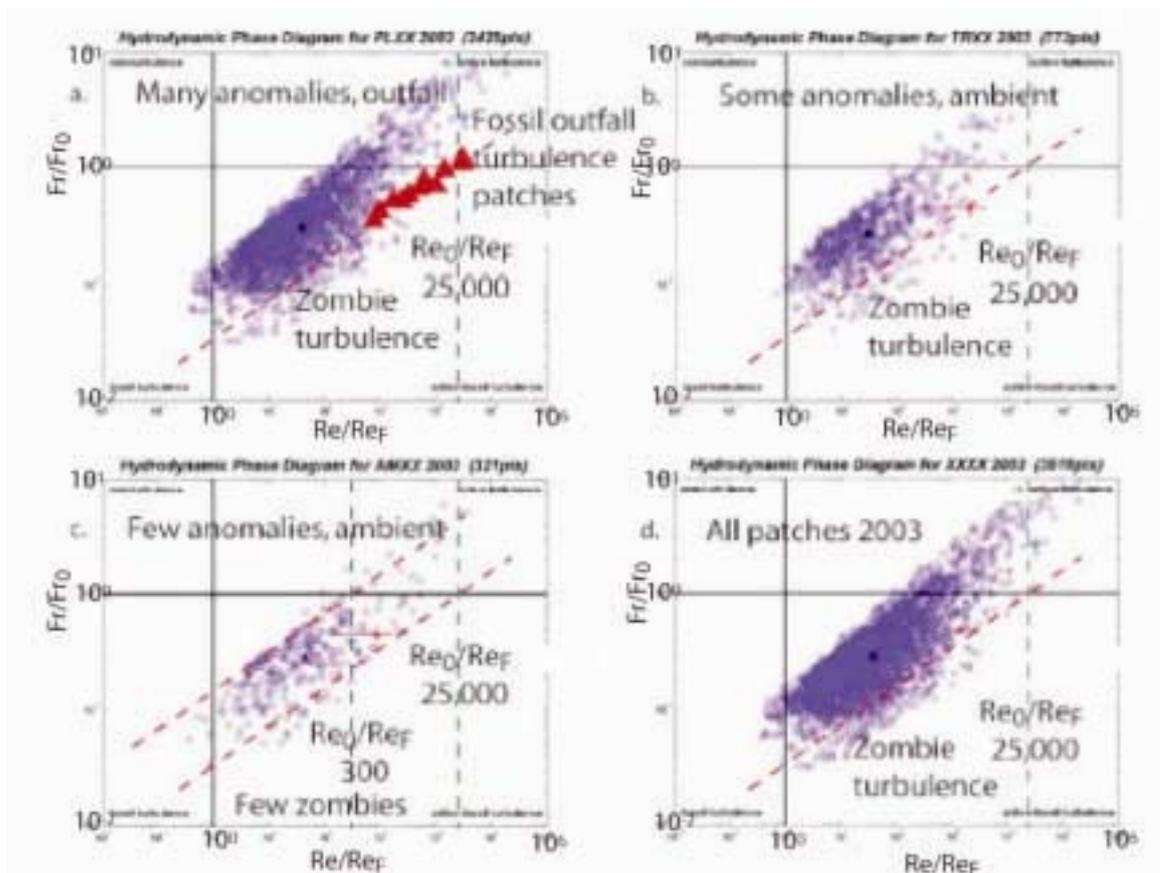


Рис.14. Гидродинамическая фазовая диаграмма 2618 участков по данным вертикальных профилей RASP 2003. Только несколько участков в районе аномалий около сброса показывают гидродинамическое состояние активной или почти активной турбулентности (красные треугольные точки слева вверх). Это показывает, насколько быстро стратифицированная турбулентность фоссилизуется, а также опасность недостаточности выборки при таком неустойчивом гидродинамическом состоянии. Фоновые участки имеют меньше аномальных участков и меньше участков с турбулентностью зомби.

Применяя метод экстраполяции 1/3 наклона, расчеты RASP 2004 с более, чем  $10^4$  участков ГФД к большим глубинам (до дна) обнаружили несколько участков со значениями  $Re_0/Re_F$  до  $10^6$ . Ни один не был в активном турбулентном состоянии. Такие мощные события трудно отбирать напрямую из-за их чрезвычайной прерывистости. При фоссилизации подобные события могут производить внутренние волны с длиной 220м, определенные в ходе RASP механизмом волн реликтовой турбулентности ( $\epsilon_0=10^{-2} \text{ м}^2/\text{сек}^3$ ,  $N=5 \times 10^{-3}/\text{сек}$ ,  $L_{R0}=282\text{м}$ ). Эти внутренние волны могут также быть подветренными. Вопросом для дальнейших исследований является определение того, каким образом порождаются солитоноподобные волны, обнаруживаемые в ходе экспериментов RASP. Так как они имеют случайные направления, непохоже, что они излучаются сбросом, но эту гипотезу также следует проверить.

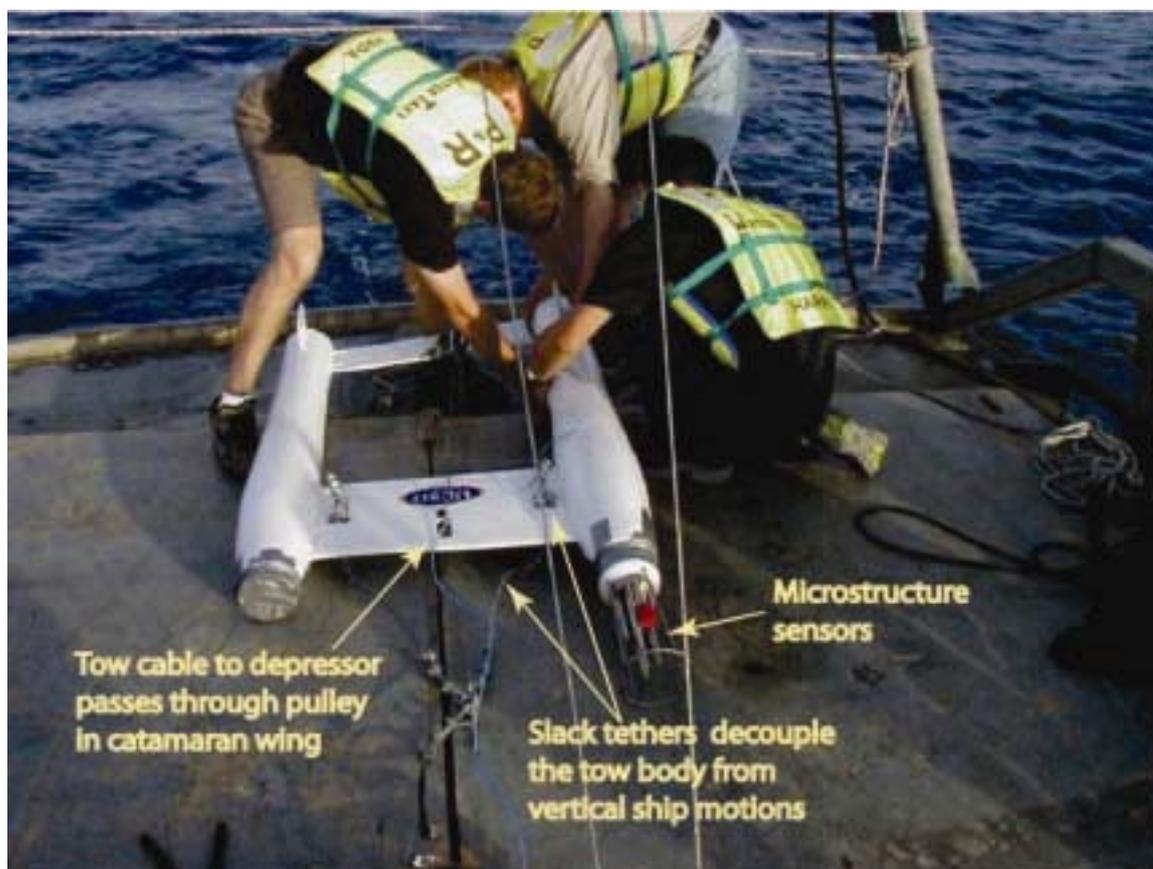


Рис.15. Корпус катамарана. Кабель буксира протягивается через блок на крыле к депрессору, который удерживает кабель почти вертикально. Ненатянутые фалы от депрессора снизу и кабель буксира сверху соединяются к местам крепления на переднем крыле, выровненном лебедкой. MSS оборудование устанавливается на основном корпусе катамарана и соединяется электрическим кабелем с кораблем. На борту НАРА снаряжением заняты Пак Тао Леунг, Хартмут Прандке и Фабиан Уолк.

## Горизонтальные микроструктурные профили

Чтобы избежать влияния вертикальных движений корабля на пакет MSS датчиков, был сконструирован инструмент, буксируемый катамараном (см. рис.15). Трос буксира проходит через лебедку к 20-кг алюминиевому гидродинамическому депрессору, который удерживает конец троса в почти вертикальном положении, чтобы инструмент мог плыть над ним. Этот метод сравнивается с другими в [Nasmyth (1980)].

Лебедка передает горизонтальные силы. Вертикальные силы передаются двумя ненатянутыми фалами, соединенными в линию с лебедкой на крыле вверху и внизу. Эти фалы служат в качестве гидроупругих пружин, которые мягко передают вертикальные силы корабля и допускают возвращение. Носовое крыло сопротивляется вертикальным движениям. Кормовое крыло сопротивляется качке, а «плавники» - отклонению. Скорость буксира обычно была 2 м/сек и варьировалась между 0,5 и 3 м/сек. Сигналы инструмента MSS передавались на корабль для записи и контроля в судовой лаборатории по кабелю, прикрепленному к фалу из нержавеющей стали к тросу буксира.

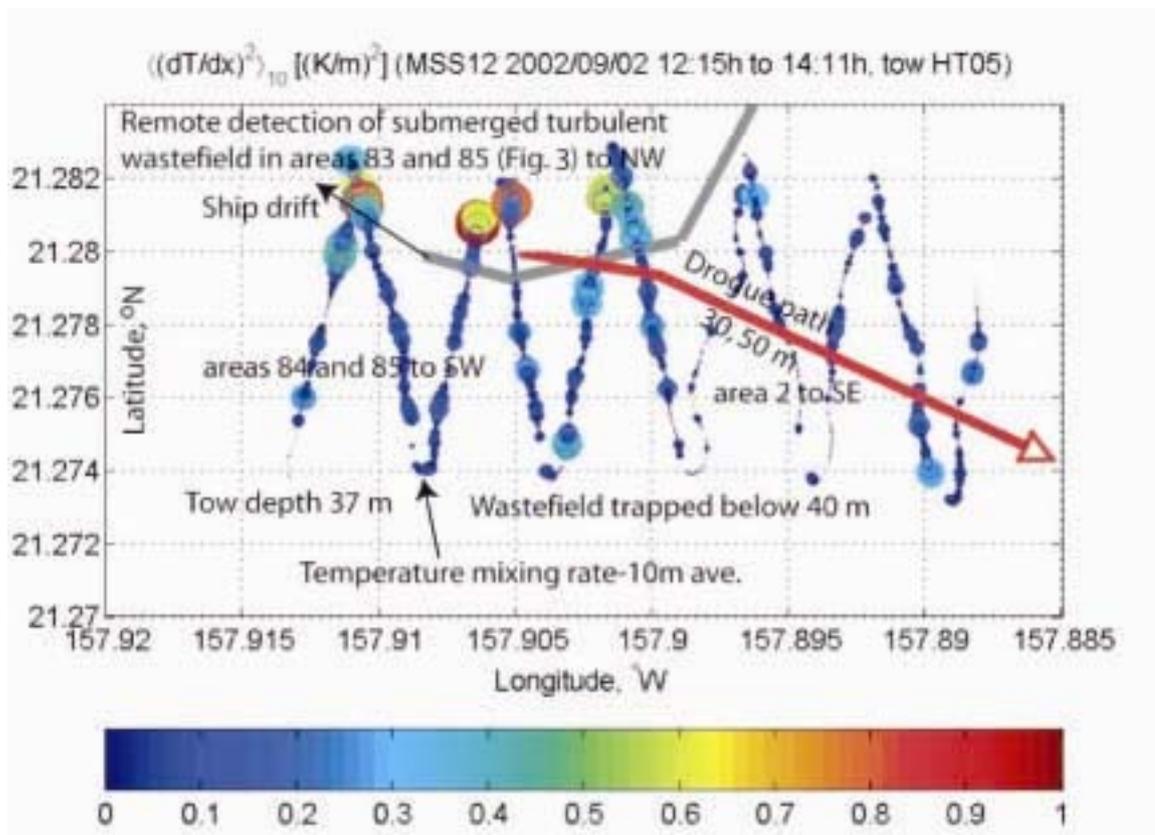


Рис.16. Цветными кругами показаны коэффициенты температурного перемешивания, усредненные по 10м вдоль трассы буксира на глубине 37м от 2 сентября 2002 , на 10м выше глубины остановки [Keeler et al. 2005]. Районы с усиленным температурным перемешиванием совпадают с районами квазимонохромных спектральных аномалий от сброса по снимкам Ikonos-2, [Bondur and Filatov, 2003], рис.3а.

На рис.16 показаны коэффициенты температурного перемешивания, усредненные по 10м вдоль зигзагообразной трассы на глубине 37м над диффузором и над глубиной остановки сточных вод 42-50м. Это было сделано с целью обнаружения проявления усиленного турбулентного перемешивания в результате вертикального излучения и разрушения волн реликтовой и зомби турбулентности.

Дальнейшее проявление усиленного перемешивания над полем сточных вод под воздействием FTWs и ZTWs показано на горизонтальном профиле на рис.16. Приповерхностная адвекция поля сточных вод в северо-западном направлении от корабля во время горизонтального профилирования, что показано черной стрелкой на конце диффузора, и на вертикальных микроструктурных станциях G4060001 и G4060002 на рис.7 аб и8. Компонент W отражает направление ветра от E, а компонент N может компенсировать глубокую юго-восточную адвекцию в направлении от берега, что показано на траектории буев 30м и 50м (красная стрелка).

Сильнейшее перемешивание на глубине буксира 35 м (рис.16) идет в северо-западном и северном направлении от трубы диффузора, что может отражать северо-западную адвекцию течениями FTWs и ZTWs по мере их распространения к поверхности. Районы усиленного перемешивания на рис.16 имеют ту же двухлепестковую форму спектральной аномалии с юго-западным и юго-восточным направлениями на фрагментах 84 и 85 на юго-запад, на фрагменте 2 – на юго-восток, на фрагментах 83 и 85 – на северо-запад (см. рис.3).

## Обсуждение результатов

На гидродинамических фазовых диаграммах (рис.12, 13 и 14) для тысяч микроструктурных участков, измеренных для всех точек в бухте Мамала четко видно наличие участка реликтовой турбулентности после роста турбулентности под воздействием инерционной силы вихреобразования в стратифицированной жидкости от небольших масштабов до крупных, а также участка турбулентности зомби (рис. 11). Внутри плавучего турбулентного пятна сточных вод были обнаружены участки активной турбулентности на масштабах опрокидывания Торпа (см. рис. 8 (вверху), а также сильно фоссилезированные участки вблизи глубины всплытия у диффузора на расстояниях до 7 км с отношением  $Re_0/Re_F \sim 30000$  (см. рис. 12, 13, 14). Участки в районе глубины всплытия, вызванные сбросом сточных вод, были обнаружены в 600 м от диффузора с таким же отношением  $Re_0/Re_F > 10^4$ , как обнаруженные на расстоянии менее 100 м от диффузора, но с величинами  $Re_0/Re_F < 100$  по сравнению с  $Re_0/Re_F \sim 1000$  для расстояний менее 100 м (рис. 13). Если существуют участки реликтовой турбулентности, имеющие значительную энергию, тогда волны реликтовой турбулентности могут излучаться в почти вертикальном направлении. Вертикальное и горизонтальное профилирование и данные ГФД показывают вихреобразование и поглощенную энергию от движений фоновых одиночных внутренних волн механизмом зомби турбулентности, рис.11, производя вертикальное излучение энергии и информации и сведения об яркостных аномалий на поверхность рис.1б (вверху),2,3,4(вверху) и 5.

Есть ли доказательство существования где-либо еще в океане волн реликтовой турбулентности? Профилирование с помощью опускаемых зондов масштабов опрокидывания Торпа было выполнено над Romanche Fracture Zone (RFZ), одним из каналов сильного атлантического донного течения через Срединный Атлантический Хребет с районами с сильными неровностями дна [Polzin et al.,1997]. В работе Ferron et al. (1998) приведены результаты измерений  $\epsilon$  и  $L_T$  на протяжении всего пути на глубинах более 5 км. В водной толще также были обнаружены большие величины  $L_T$ , которые, видимо, связаны с районами 1-2 км. Вызваны ли эти отдаленные районы перемешивания волнами реликтовой турбулентности, излучаемыми почти вертикально под воздействием явлений мощной донной турбулентности, создаваемой течением над рельефом дна в районе RFZ. Свидетельствуют ли участки событий вторичной турбулентности как описано Гибсоном (1987), рис.8(внизу)? Пока нет спутниковых снимков из южной Атлантики, подобных рис.1с (внизу), свидетельствующих о донной топографии FTWs с северной Атлантике.

Вертикальные исследования микроструктуры в океане дают высокое отношение сигнал/ шум при микроструктурных измерениях, но выборка недостаточна вследствие крайней прерывистости процессов турбулентного перемешивания в океане во времени и пространстве. Есть предположение, что парадокс глубинного темного перемешивания >2км основного термоклина является результатом такой недостаточной выборки, [Gibson,1991c]. Вертикальная диффузность вихрей, показанная сглаженным вертикальным градиентом температуры подразумевает диффузность минимум  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{сек}$  [Munk,1966; Munk and Wunsch, 1998] по сравнению с величинами в 30 раз менее, полученных в результате микроструктурных измерений, интерпретируемых с игнорированием того факта, что доминирующие участки были сильно фоссилезированы[Gibson,1987]. Парадокс темного перемешивания решается, если признать, что турбулентное перемешивание в термоклине ниже 2 км весьма прерывисто, причем коэффициент вязкой диссипации  $\epsilon$  и коэффициент температурного перемешивания  $\chi$  хорошо описывается прерывистыми вероятностными функциями плотности логарифмически нормального распределения [Baker and Gibson, 1987].

Коэффициенты прерывистости  $I_\epsilon$  и  $I_\chi$  есть переменные натуральных логарифмов этих коэффициентов диссипации, а отношение среднего к модовому логарифмически

нормальной случайной переменной  $\exp(3I/2)$  является хорошей мерой ошибки вследствие недостаточной выборки измерений с помощью опускаемых зондов, так как средние измерения  $\varepsilon$  и  $\chi$  являются измерениями формы колебаний, поскольку средние значения  $\varepsilon$  и  $\chi$  являются значениями вертикальной диффузивности и могут быть больше, чем множитель  $\exp(3I/2)$ . Так как  $I_\varepsilon$  и  $I_\chi$  возрастают от 3 до 7 по мере уменьшения широты со средних широт к нулю на экваторе, где амплитуда турбулентного перемешивания максимальна, коэффициент ошибки вследствие недостаточной выборки возрастает от 90 до 36000. Пренебрежение проявлением реликтовой турбулентности и эффектами прерывистости может повлечь за собой не только количественные, но и качественные ошибки вследствие недостаточной выборки, когда регионы с максимальными средними коэффициентами диссипации, перемешивания и вертикальной диффузии могут быть классифицированы как регионы с минимумами этих важных характеристик турбулентности.

Данные показывают, что наибольшие участки реликтовой турбулентности сброса, преобладающие в дистанционном зондировании RASP 2002, оказались с недостаточной выборкой. Рис.12 показывает точки ГФД – данные со спутника от 2 сентября 2002 года, а рис.13 – данные с профилей на 28-29 августа 2002 года на глубине остановки на расстояниях **около, вблизи** и **вдали** от диффузора. Ни один из приведенных графиков не обнаруживает участки  $Re_0/Re_F$  около 30,000, как требуется экстраполированием 1/3 наклона отмеченных значений  $Re_0/Re_F = 30,000$ . Достаточная выборка микроструктуры сброса требует, чтобы участки ГФД были определены в квадранте активной турбулентности с максимально возможными экстраполированными значениями  $Re_0/Re_F$  на фоссилезированных участках. Если диффузор сброса производит доминирующие турбулентные события в бухте Мамала, то должны быть найдены участки активной турбулентности с  $Re_0/Re_F$  около 30,000 только **около** диффузора. Рис.14 показывает, что результаты RASP 2003 обнаружили сотни участков, удовлетворяющих этому ограничению.

На глубине остановки инерционные вихревые силы турбулентности  $v\chi\omega$  по мере ее усиления ослабляются на масштабе Ozmidova в начале фоссилезации  $L_{R0}=(\varepsilon_0/N^3)^{1/2}$  силами всплывания фоновой стратификации  $N=[-g(\partial\rho/\partial z)\rho]^{1/2}$ , где  $v$  – скорость;  $\omega$  – вихреобразование;  $g$  – ускорение свободного падения;  $\varepsilon$  – коэффициент вязкой диссипации;  $z$  – глубина. Турбулентность, ослабляемая устойчивой стратификацией, создает уникальный класс внутренних волн, называемых реликтивно-вихревой турбулентностью (FVT), которые относятся к классу реликтовой турбулентности [Gibson(1980), Gibson (1999), Leung and Gibson (2004), Gibson (2004)]. Внутренние волны FVT являются насыщенными и сохраняют большинство кинетической энергии турбулентности в масштабе  $L_{R0}$  [Gibson(1986,1987)]. Они колеблются на локальной частоте стратификации  $N$ , но не распространяются и не опрокидываются. Микроструктура опрокидывания различных гидрофизических полей (температуры, солености, плотности, вихреобразования), создаваемая турбулентностью, становится реликтовой турбулентностью сначала в больших масштабах  $L_{R0}$ , а потом и в малых, по мере уменьшения  $L_R$  по шкале полной фоссилезации  $L_{RF} = (30v/ N)^{1/2}$ , где  $\varepsilon_F = 30vN^2$  – коэффициент диссипации полной фоссилезации.

Участки реликтовой турбулентности не разрушаются, а сохраняют информацию об их наибольшем коэффициенте диссипации  $\varepsilon_0$  по максимуму масштаба опрокидывания Торпа из отношения  $L_{Tmax}=0.6L_{R0}$ , [Gibson(1987)]. Это ошибочное утверждение, что стратифицированные участки турбулентности разрушаются и исчезают без следа, составляет физическую основу соотношения Диллона  $0.8(L_T)_{rms}=(L_R)_{ave}$ , [Dillon(1982), and Caldwell(1983)]. Соотношение Диллона не является достоверной оценкой  $\varepsilon_{ave}$  из-за ошибок, возникающих вследствие чрезвычайной прерывистости  $\varepsilon$  в важных районах

океана, как обсуждалось, и не доказывает, что реликтовой турбулентности не существует, как утверждают [Dillon(1982,1984), Caldwell(1983), and Gregg(1987)].

Волновые движения FVT уменьшаются за счет трения, а затем взаимодействуют со стратификацией среды и излучают почти вертикально( $40^\circ$ - $50^\circ$ ) волны реликтовой турбулентности в узком диапазоне волнового числа  $\lambda_{FTW} \cong L_{Ro}$ . Внутренние волны с небольшой амплитудой отражаются стратифицированными слоями и слоями сдвига [Sutherland and Yewchuk (2004)] , но FTWs с большой амплитудой по мере прохождения создают турбулентные участки, причем некоторая часть их энергии, возможно, забирается на создание горизонтально распространяющихся узкочастотных  $L_{Ro}$  внутренних волн.

В работе [KBG] предполагается, что  $\lambda_{FTW} \cong L_{Ro}$  для FTWs объясняется узкая пространственно-частотная сигнатура внутренних волн, излучаемых турбулентностью в контакте с устойчиво стратифицированной жидкостью, что наблюдалось в лаборатории [Dohan and Sutherland (2003), Sutherland and Linden(1998), Sutherland et al.(1999), and Aguilar et al. (2005)]. В работе [KBG] такие внутренние волны называются волнами Линдена-Сазерленда(LSW), рис.1d(d).

FTWs –это LSW с большой амплитудой, которые могут создаваться только турбулентностью. LSW с малой амплитудой без турбулентности могут создаваться в лаборатории посредством движения синусоидального контура [Sutherland (2005)]. На рис. 1c (вверху) представлена схема проведения экспериментов RASP и механизм воздействия мазера излучаемой турбулентности зомби (BZTMA), где реликты сброса производят ZTWs извлечением энергии и длинноволновой информации из квазимонохроматических внутренних волн.

На рис. 1c (вверху) приведена фотография морской поверхности, полученная с корабля в точке над западной оконечностью сброса сточных вод, где на расстоянии 50 м к северо-западу наблюдается сглаживание морской поверхности волнами FTW и ZTW. Цвет поверхностных вод не изменился, запах также не ощущался; из микроструктурных профилей видно, что участки турбулентности и реликтовой турбулентности не были непрерывными по вертикали под сглаженной поверхности. Таким образом, турбулентное пятно сточных вод было полностью остановлено устойчивой стратификацией, кроме излучения почти вертикальных внутренних волн реликтовой и зомби турбулентности от заглубленной турбулентности.

Лабораторные исследования Линдена (1975) показали, что до 50 % механической энергии, расходуемой турбулентностью для опускания слоя перемешивания, находящегося над устойчиво стратифицированной жидкости, излучается почти вертикально под углами около  $45^\circ$  внутренними волнами узкого пространственно-частотного диапазона. В океане события мощного донного пограничного слоя с большими величинами  $L_{Ro}$  в диапазоне 30-250 м, обнаруженные в ходе экспериментов RASP, происходят прерывисто, причем волны турбулентности зомби излучаются почти вертикально и изменяют направление на горизонтальное, когда пикноклин задерживает некоторую часть их энергии, остающейся после обрушения волн на пути к поверхности.

В прибрежных водах вблизи континентального шельфа приливные подветренные волны представляются возможным источником таких ISW, хотя приливные FTW от дна также не исключаются. Рассеяние внутренних волн на пикноклине сужает пространственный диапазон частот до наиболее крупных, наиболее энергетических масштабов, когда образуются солитоны, причем источник энергии солитонов может быть любым. Стики, связанные с такими солитонами, образуются на их кромке [La Fond, 1962], где реликтовая турбулентность может излучать волны. Вторичные волны от участков реликтовой турбулентности (зомби) в водной толще обеспечивают механизм передачи информации о событиях заглубленной турбулентности на морскую поверхность, причем FTW от мощных событий донного пограничного слоя имеют узкочастотные диапазоны гораздо больших масштабов, которые поэтому легче обнаружить,

Так как FTWs имеют сравнительно большие амплитуды, близкие к пределу обрушения, они легко могут быть обрушены вариациями сдвига и стратификации водной толщи [Sutherland (2001)]. Если источником FTWs является рельеф дна с различными течениями и приливами, излучение FTWs может распространяться вдоль траектории более раннего излучения, в результате чего формируются каналы перемешивания, аналогичные усиленному излучению, создаваемому астрофизическими лазерами [Alcock and Ross (1985ab, 1986)]. Участки реликтовой турбулентности от предыдущего излучения FTW могут извлекать кинетическую энергию вихреобразования и турбулентности из последующих FTWs вдоль канала излучения, и затем создавать более крупные участки реликтовой турбулентности (турбулентности зомби) в каналах перемешивания BZTMA.

Данные о каналах перемешивания BZTMA из RASP 2003 приводятся в [GBKL]. Это нелинейное излучение в дальнейшем усложняет процесс вертикальной выборки. Коэффициенты диссипации не могут быть надежно оценены из-за топографии дна в океане на больших глубинах или в экваториальных широтах при помощи корреляции Диллона без учета эффектов прерывистости из теории реликтовой турбулентности и выборки ГФД. Корреляция Диллона используется в исследовании перемешивания в океане на Гавайях (HOMÉ) [Rudnick et al. (2005)] и в проекте CARTUM [Baumert et al.(2005)], без построения ГФД или какого-либо другого тестирования параметров реликтовой турбулентности на предмет эффектов прерывистости при средних значениях. Большие количественные ошибки вследствие недостаточности выборки, и даже качественные ошибки вследствие недостаточности выборки (например, дает минимум там, где присутствует максимум) в оценках коэффициента диссипации часто могут происходить в экваториальных широтах, где эффекты прерывистости максимальны.

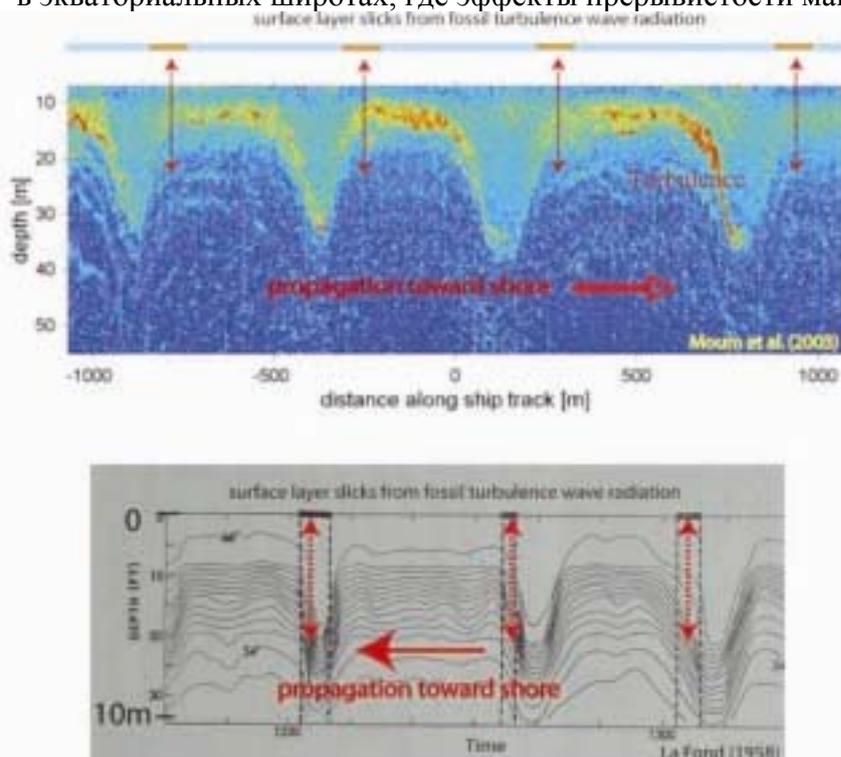


Рис.17. Примеры поверхностных сликов и внутренних волн, распространяющихся к берегу на мелководных пикноклинах. Расположение большинства сликов на кромке гребня волны, определенное 12 июля 1958 года в Сан Диего [La Fond, 1962] покадровой съемкой, совпадает с вероятным нахождением реликтовой турбулентности и волнами реликтовой турбулентности, вызывающими слики, описанные в работе [Moum et al. 2003] возле побережья Орегон (красные пунктирные стрелки).

На рис.17 показаны внутренние волны и поверхностные слики, распространяющиеся по направлению к берегу на мелководных пикноклинах, что описано в работах [LaFond (1962) and Moum et al.(2003)]. Пакеты волн Сан-Диего (донные) возникают периодически, занимают около 10% времени и соответствуют приливам, откуда предполагается, что их источником являются особые турбулентные явления, связанные с рельефом дна, приливами, течениями, что показано на рис. 1с (b,c). Длины волн достигают 200-300м (Сан-Диего) и 500м (Орегон). [Levine and Boyd (2005)] показали существование 250м волн опрокидывания на глубинных склонах. Формирование слика происходит на краях прогрессивных волн, распространяющихся от рельефа дна Сан-Диего, совпадая с вероятным расположением крупных участков реликтовой турбулентности и почти вертикальным распространением FTWs (красные пунктирные стрелки), что выявлено в наблюдениях турбулентности по волнам [Moum et al.(2003)].

В работе [Diamessis et al., (2005)] с помощью численного моделирования показано, что внутренние волны излучаются волновыми следами реликтовой турбулентности под углом  $45^\circ$ , что подтверждает наше предположение о том, что  $\lambda_{FTW} \approx L_{R0} \approx L_{Tmax}$ , где  $L_{Tmax}$  – максимум масштаба опрокидывания Торпа для участка (рис.18).

## Выводы

Как показано на рис. 1а (вверху), заглубленная и реликтовая турбулентность от сбросового устройства на острове Санд, Гонолулу, были подтверждены экспериментами RASP 2002,2003,2004 годов, используя оптические спутниковые изображения методом спектральных аномалий [Bondur and Savin (1995)]. Районы аномалий широко варьируются по форме и размеру, и удалены от сбросового диффузора на разные расстояния в зависимости от того, где участки реликтовой турбулентности сброса перемешиваются и как долго они существуют. В зависимости от скорости перемешивания сброса и размера аномалий, существование сбросовых участков реликтовой турбулентности обычно превышает  $200 N^{-1}$ .

Длины волн спектральных аномалий определяет существование мелкомасштабных внутренних волн – солитонов (ISWs) в пикноклине. Одно из множеств подобных ISWs, определенных цепочкой термисторов в RASP 2004 показано на рис. 1b(d). Как видно из рис. 1 b(c), длины волн солитонов совпадают с 43-160м длинами волн спектральных аномалий. Произвольные направления спектральных аномалий и потребности в энергии исключают происхождение ISWs от сбросового устройства, рис. 1b(вверху),2,3,4(вверху) и 5. Они могут быть подветренными волнами, как обычно предполагается для ISWs, или они могут происходить от FTWs, излучаемых мощной донной турбулентностью, как отмечалось в бухте Найт [Farmer and Armi (1999)]. Длина волны FTW- ISWs должна быть равна масштабу Озмидова в начале фоссиллизации  $L_{R0}=(\epsilon_0/N^3)^{1/2}$ , рис.18.

Направление FTWs, излучаемых явлениями реликтовой турбулентности является почти вертикальным, так как фоссиллизация происходит при частоте фоновой стратификации  $N$ . Микроструктурные исследования сброса говорят о том, что, по крайней мере, 10% турбулентной кинетической энергии сброса вертикально излучается FTWs. Направление внутренних волн, излучаемых от событий вторичной турбулентности, также вертикальное и предположительно равное по результату. Подобные ZTWs производятся, когда участки реликтовой турбулентности получают энергию от ISWs, рис.1с (вверху). Выделение квазимонохроматической энергии с излучением в предпочтительном направлении (вертикальном для внутренних волн от статифицированной турбулентности) представляет собой хорошо известный процесс воздействия лазера. Механизм, предложенный для дистанционного зондирования турбулентности сброса в ходе RASP, в [KBG] получил название механизма воздействия лазера излучаемой турбулентности зомби. Вертикальное излучение турбулентной кинетической энергии FTWs от событий

донной турбулентности при фоссилизации является результатом процесса воздействия мазера, накаченный донной турбулентностью, и предлагается в качестве механизма дистанционного зондирования донной топографии астронавтами или спутниками.

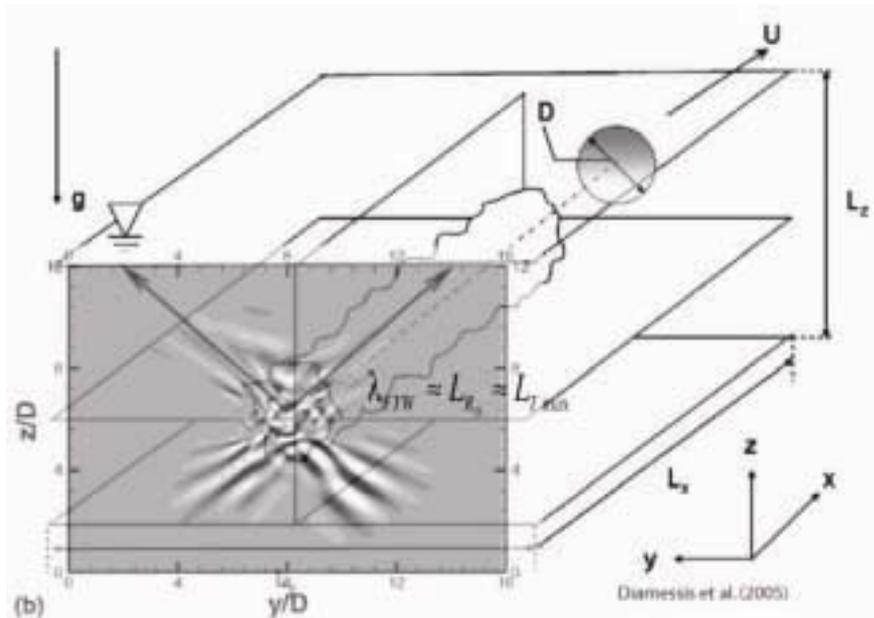


Рис.18. Математическая модель сферического следа от стратифицированной турбулентности при  $Re=104$  [Diamessis et al. 2005]. Расчет максимума масштаба опрокидывания Торпа и фоссилизации по шкале Озмидова по вычисленному следу, волны реликтовой турбулентности излучаются под углом  $45^\circ$  с длиной волны  $L_{R0}$ .

Механизм BZTMA, описанный в [KBG], расширен приливыми подветренными ISWs, обнаруженными со спутника, рис.1d(bcd), 1a (внизу) и 1c(внизу). От теории реликтовой турбулентности и исследований глубин океана [Gibson(1987)], информация о заглубленных ISWs может быть перенесена на морскую поверхность, где она обнаруживается по волнам реликтовой турбулентности (FTWs) и вторичным волнам турбулентности зомби (ZTWs), рис.8 (внизу). Гидродинамические фазовые диаграммы, рис.11,12,13 и14, позволяют определить и обусловить процесс  $10^4$  микроструктурных участков ГФД, выявленных в экспериментах RASP. Чтобы определить доминирующие активные турбулентные участки с  $Re/Re_F = \varepsilon/\varepsilon_F \approx \varepsilon_0/\varepsilon_F = Re_0/Re_F \approx 30,000$ , потребовалось десятки примеров ГФД. Участки в активном состоянии турбулентности изображены на рис.14 точками, выделенными красными треугольниками.

Как показано на спутниковом изображении Ikonos от 2 сентября 2002, приведенном на рис.2, усиленные сбросом ISWs по 1000м шкале интерпретируются как приливые подветренные волны. Меньшие ISWs интерпретируются как FTWs донной турбулентности, остановленные в пикноклине. Глубина остановки поля сточных вод, определенного 2 сентября спутником Ikonos, составляла 42-50м по данным MSS профилей, рис.7a,8(вверху). Сравнение графиков на ГФД рис.12,13,14 для участков на рис.7a,8(вверху) и 9 показывает, что турбулентность, производимая сбросом сточных вод, растет по вертикальной шкале по мере поднятия плавучего пятна и фоссилизуется ниже глубины остановки.

Данные буев, установленных на глубине остановки, подтверждают направления на картах яркостных аномалий поверхности в ЮЗ и ЮВ лепестках, простирающихся от диффузора более чем на 20км и имеющих площадь  $200\text{км}^2$ . Эффективность обнаружения зависит от прибрежной адвекции, рис.3b и рис.6. Коэффициенты диссипация, полученные в результате измерений у поверхности около диффузора, больше фоновых коэффициентов диссипации (рис.7b), что подтверждает вывод о том, что эти коэффициенты  $\varepsilon \approx 10^2 \varepsilon_{\text{ambient}}$

отражают поверхностное разрушение вертикально распространяющихся реликтовых волн и волн турбулентности зомби. Изображение на рис.1с (вверху) иллюстрирует эту интерпретацию. В ГВК приводится детальный энергетический анализ процесса.

Горизонтальные датчики MSS на буксирах на глубине выше глубины остановки сточных вод подтверждают гипотезу о том, что усиленное перемешивание сточных вод должно происходить выше глубины остановки сточных вод и в направлениях адвекции сброса в районах спектральных аномалий (рис.3а), [Bondur and Filatov (2003)]. Усиленное перемешивание объясняется получением энергии реликтами сброса от солитоноподобных волн на 50м глубине пикноклина. Часть энергии излучается из-за разрушения ZTWs на поверхности, что обнаруживается с помощью BZTMA механизма, рис. 1d(bcd).

## Благодарности

Fabian Wolk of Rockland Oceanographic Services Inc. и Hartmut Prandke of ISW Wassermesstechnik снабдили MSS оборудованием, помогли спланировать и выполнить измерения, внесли огромный вклад в подтверждение, анализ и интерпретацию данных. Финансовая поддержка была оказана Directed Tecknologies, Inc. и материально-техническая база на Гавайях в 2002-2003 годах оказана Oceanit, Inc..

## Список литературы

- Alford, M. H., Gregg, M. C., and Merrifield, M. A. 2005. Structure, propagation and mixing of energetic baroclinic tides in Mamala Bay, Oahu, Hawaii, *J. Phys. Oceanogr.*, in press.
- Apel, J. R., 2002. Introduction to An Atlas of Internal Solitary Waves, Global Associates, (<http://www.internalwaveatlas.com/>).
- Aguilar, D., Sutherland, B. R., Muraki, D. J. 2005. Deep Sea Res. II, submitted, available at <http://taylor.math.ualberta.ca/~bruce/>.
- Baker, M. A. and C. H. Gibson 1987. Sampling Turbulence in the Stratified Ocean: Statistical Consequences of Strong Intermittency, *J. of Phys. Oceanogr.*, 17: 10, 1817-1837.
- Baumert, H. Z, Simpson, J. H., and Sundermann, J.; Eds. 2005. Marine Turbulence, Theories, Observations, and Models, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, pp 630.
- Bogucki, D. J., Dickey, T. and Redekopp, L. G. 1997. Sediment resuspension and mixing by resonantly generated internal solitary waves, *J. Phys. Ocean.* 27, 1181-1196.
- Bogucki, D. J., Redekopp, L. G., and Barth, J. 2005. Internal solitary waves in the Coastal Mixing and Optics 1996 experiment: Multimodal structure and resuspension, *J. Geophys. Res.* 110, C02024.
- Bondur, V. G. 2005a. Presentation at RASP 2005 UCSD workshop, Mar. 9-11.
- Bondur, V. G. 2005b. Complex satellite monitoring of coastal water areas, Proc. of 31st International symposium on remote sensing of environment, June 20-24, Saint Petersburg, Russian Federation.
- Bondur, V.G., Grebeniuk, Y.V. 2001. Study of the Earth from space, 6, pp. 49-67 (Issledovania Zemli iz kosmosa, 6, pp. 49-67, in Russian).
- Bondur V.G., Filatov N.N. 2003. Study of physical processes: coastal zone for detecting

- anthropogenic impact by means of remote sensing. Proc. of the 7th Workshop on Physical Processes in Natural Waters, 2 - 5 July, 2003, Russia, Petrozavodsk, 98-103.
- Bondur V.G., Savin A.I. 1995. Principle of modeling of signal fields at input into remote sensing equipment of aerospace environment monitoring systems, Research of the Earth From Space, 4, 24-33.
- Caldwell, D. R., 1983. Oceanic turbulence: big bangs or continuous creation?, J. Geophys Res. 88, C12, 7543-7550.
- Diamessis, P. J., Domaradzki, J. A., Hesthaven, J. S. 2005. A spectral multidomain penalty method model for the simulation of high Reynolds number localized incompressible stratified turbulence, J. of Comp. Phys. 202, 298–322.
- Dillon, T. R. 1982. Vertical overturns: A comparison of Thorpe and Ozmidov scales. J. Geophys. Res., 87, 9601–9613.
- Dillon, T. R. 1984. The energetics of overturning structures: Implications for the theory of fossil turbulence, J. Phys. Oceanogr., 14, 541-549.
- Dohan, K. and Sutherland, B. R. 2003, Internal waves generated from a turbulent mixed region, Physics of Fluids 15, 488-498.
- Farmer, D. and Armi, L. 1999. The generation and trapping of solitary waves over topography, Science 283, 188-190.
- Ferron, B., Mercier, Speer, K., Gargett, A., Polzen, K. 1998. Mixing in the Romanche Fracture Zone, J. Phys. Oceanogr., 28, 1929-1945.
- Finnigan, T. D., Luther, D. S., and Lukas, R. 2002. Observations of Enhanced Diapycnal Mixing near the Hawaiian Ridge, J. Phys. Oceanogr., 32, 2988-3002.
- Flynn, M.R., Sutherland, B.R., 2004. Intrusive gravity currents and internal wave generation in stratified fluid. Journal of Fluid Mechanics 514, 355–383.
- Galbraith, P. S. and Kelley, D. E. 1996. Identifying overturns in CTD profiles, J. At. Oc. Tech., 13, 688-702.
- Gibson, C. H. 1980. Fossil temperature, salinity, and vorticity turbulence in the ocean, in Marine Turbulence, J. Nihoul (Ed.), Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 221-257.
- Gibson, C. H. 1983. Turbulence in the Equatorial Undercurrent Core, in Hydrodynamics of the Equatorial Ocean (Proceedings of the 14th International Liege Colloquium on Ocean Hydrodynamics, (Liege, May 1982), Vol. 36, J. C. H. Nihoul (Ed.), Elsevier Oceanography Series, Elsevier Publishing Company, Amsterdam 131-154.
- Gibson, C. H. 1986. Internal waves, fossil turbulence, and composite ocean Microstructure spectra, J. Fluid Mech. 168, 89-117.
- Gibson, C. H. 1987. Oceanic turbulence: big bangs and continuous creation, PhysicoChemical Hydrodynamics, 8(1), 1-22.
- Gibson, C. H. 1991a. Kolmogorov similarity hypotheses for scalar fields: sampling Intermittent turbulent mixing in the ocean and galaxy, in Turbulence and stochastic processes: Kolmogorov's ideas 50 years on, Proceedings of the Royal Society London, Ser. A, 434, 1890, 149-164; <http://xxx.lanl.gov>, astro-ph/9904269.
- Gibson, C. H. 1991b. Laboratory, numerical, and oceanic fossil turbulence in rotating and stratified flows. J. Geophys. Res., 96(C7), 12,549–12,566.
- Gibson, C. H. 1991c. Turbulence, mixing, and heat flux in the ocean main thermocline, J. Geophys. Res., 96: C7, 20,403-20,420.
- Gibson, C. H., V. Nabatov, R. Ozmidov 1993. Measurements of turbulence and fossil turbulence near Ampere Seamount, Dynamics of Atmospheres and Oceans, 19, 175-204.
- Gibson, C. H. 1999. Fossil turbulence revisited, J. of Marine Systems, 21(1-4), 147-167; <http://xxx.lanl.gov>, astro-ph/ 9904237.
- Gibson, C. H. 2004. The first turbulence and first fossil turbulence. Flow, Turbulence and Combustion, 72, 161-179.
- Gibson, C. H., Bondur, V. G., and Keeler, R. N. 2005. Energetics of the beamed zombie

turbulence maser action mechanism for remote detection of submerged oceanic turbulence, manuscript in preparation, see <http://www-ac.s.ucsd.edu/~ir118>, GBK.

Grebeniuk, Y. V. 2005. Presentation at RASP 2005 UCSD workshop, Mar. 9-11.

Gregg, M. C. 1977. a. A comparison of finestructure spectra from the main thermocline, *J. Phys. Oceanogr.* 7, 33-40; also, b. Variations in the intensity of small-scale mixing in the main thermocline, *J. Phys. Oceanogr.* 7, 436-454.

Gregg, M. C. 1987. Diapycnal mixing in the thermocline, *J. Geophys. Res.* 92, 5249-5286.

Keeler, R. N., V. G. Bondur, and C. H. Gibson (2005). Optical satellite imagery detection of internal wave effects from a submerged turbulent outfall in the stratified ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12610, doi:10.1029/2005GL022390, KBG.

Leung, P. T. and Gibson, C. H. 2004. Turbulence and fossil turbulence in oceans and lakes, *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 22(1), 1-23. <http://xxx.lanl.gov/astro-ph/0310101>.

Levine, M. D. and Boyd, T. J. 2005. Tidally-forced internal waves and overturns observed on a slope: results from HOME, *J. Phys. Oceanogr.*, in press.

Linden, P. F. 1975. The deepening of a mixed layer in a stratified fluid, *J. Fluid Mech.* 71, 385-405.

LaFond, E. C., 1962. Ch. 22. Internal waves, in *The Sea*, vol. 1 Physical Oceanography, p731-763.

Maxworthy, T., 1979. A note on the internal solitary waves produced by tidal flow over a three dimensional ridge. *J. Geophys. Res.* 84, 338-346.

Munk, W. H., 1966: Abyssal recipes. *Deep-Sea Res.*, 13, 207-230.

Munk, W. H., and C. Wunsch, 1998: Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing. *Deep-Sea Res.*, 45, 1978-2010.

Moum, J. N., Farmer, D. M., Smyth, W. D., Armi, L., Vagle, S. 2003. Structure and generation of turbulence at interfaces strained by internal solitary waves propagating shoreward over the continental shelf, *J. of Physical Oceanography*, vol.33, no.10, Oct. 2003, pp.2093-112.

Moum, J. N., and Smyth, W. D. 2005. The pressure disturbance of a nonlinear internal wave train, *J. Fluid Mech.*, submitted.

Nasmyth 1980. Towed vehicles and submersibles, *Air-sea interaction, Instruments and Methods*, P. Dobson, L. Hasse, and R. Davis Eds., Plenum Press, NY, 739-765.

Pinkel, R., M. Merrifield, M. McPhaden, J. Picaut, S. Rutledge, D. Siegel, and L. Washburn, 1997. Solitary waves in the western Equatorial Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 24 (13), 1603.

Polzin, K. L., Toole, J. M., Ledwell, J. R., Schmitt, R. W. 1997. Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean, *Science* 276, 93.

Prandke, H., T. Neumann and A. Stipps, 1988. MSS 86-ein neues Messsystem zur Untersuchung der Mikrostruktur der bodennahen Wasserschicht im Meer.-Beiträge zur Meereskunde, 58, 71-72.

Prandke, H. and A. Stipps 1998. Microstructure profiler to study mixing and turbulent transport processes.- *OCEANS'98 Conference proceedings* Vol.1 IEEE 179-183.

Prandke, H. and A. Stipps 1992. A model of Baltic thermocline turbulence patches, deduced from experimental investigations, *Cont. Shelf Res.*, 12, 643-659.

Rudnick, D. L., T. J. Boyd, R. E. Brainard, G. S. Carter, G. D. Egbert, M. C. Gregg, P. E. Holloway, J. M. Klymak, E. Kunze, C. M. Lee, M. D. Levine, D. S. Luther, J. P. Martin, M. A. Merrifield, J. N. Moum, J. D. Nash, R. Pinkel, L. Rainville, T. B. Sanford, 2003: From tides to mixing along the Hawaiian Ridge, *Science*, 301(8), 355-357.

Sutherland, B. R. 2005. Presentation at RASP 2005 UCSD workshop, Mar. 9-11.

Sutherland, B. R. 2001. Finite-amplitude internal wavepacket dispersion and breaking, *J.*

- Fluid Mech. 429, 343-380.
- Sutherland, B. R. and Linden, P. F. 1998. Internal wave excitation from stratified flow over a thin barrier, *J. Fluid Mech.* 377, 223-252.
- Sutherland, B. R., Dalziel, S. B., Hughes, G. O., and Linden, P. F. 1999. Visualisation and measurement of internal waves by 'synthetic schlieren.' Part 1: Vertically oscillating cylinder, *J. Fluid Mech.* 390, 93.
- Sutherland, B. R., Flynn, M. R. and Dohan, K. 2004. Internal wave excitation from a collapsing mixed region, *Deep-Sea Research II* 51, 2889-2904.
- Sutherland, B. R. and Yewchuk, K. 2004. Internal wave tunneling, *J. Fluid Mech.* 511, 125-134.
- Thorpe, S. A. 1977: Turbulence and mixing in a Scottish loch. *Philos. Trans. Roy. Soc. London.* A286, 125-181.
- Williams, R. B and Gibson, C. H. 1974. Direct measurements of turbulence in the Pacific Equatorial Undercurrent, *J. Phys. Ocean.*, 4, 1, 104-108.
- Wolk, F., Yamazaki, H., Seuront, L. and Lueck, R. G., 2002. A new free-fall profiler for measuring biophysical microstructure, *J. Atm. and Ocean. Tech.*, 19, 780-793.
- Wolk, F., H. Prandke, H. and C. H. Gibson 2004. Turbulence measurements support satellite observations, *Sea Technology*, August, 45, 47-53.