

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

На правах рукописи

ИВОНИН Дмитрий Валерьевич

УДК 551.465

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ И
ДИНАМИКИ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ОКЕАНА
ДИСТАНЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ**

25.00.28 – океанология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

МОСКВА - 2003

Работа выполнена в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН

Научный руководитель:

кандидат физ.-мат. наук

В.И. Шпира

Официальные оппоненты:

доктор физ.-мат. наук

В.В. Жмур

доктор физ.-мат. наук

С.В. Переслегин

Ведущая организация -

Институт космических исследований РАН

Защита состоится "17" июля 2003 г. в 14 часов
на заседании Специализированного совета К.002.239.01
по присуждению ученой степени кандидата наук
в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН по адресу:
117851, Москва, Нахимовский пр., д.36

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института
океанологии им. П.П. Ширшова РАН

Автореферат разослан "14" июля 2003 г.

Ученый секретарь

Специализированного совета

кандидат географических наук

С.Г. Панфилова

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность проблемы. Исследование процессов тепло-, массо-переноса и обмена импульсом на границе раздела океан-атмосфера является одной из центральных проблем метеорологии и океанологии, а также важно для задач экологии и моделирования климата. Ключевую роль в контроле переноса играет тонкий приповерхностный слой океана толщиной всего несколько метров. Достаточно упомянуть, что теплоемкость воды двух верхних метров океана равна теплоемкости всей атмосферы. Оперативная информация о структуре и динамике приповерхностного слоя океана помогла бы значительно продвинуться в решении как глобальных задач метеорологии и моделирования климата, так и локальных задач моделирования и мониторинга прибрежной зоны.

Одной из наиболее информативных характеристик приповерхностного слоя является вертикальный профиль ветрового течения, вид которого определяется профилем турбулентной вязкости. Для оценок турбулентного переноса тепла и импульса через морскую поверхность может служить вертикальный масштаб изменчивости профиля скорости течения у поверхности, далее мы будем называть его "вертикальным сдвигом".

В настоящее время существует несколько методов измерения вертикального сдвига, которые можно разделить на контактные и дистанционные. К контактным методам относятся акустические доплеровские профилометры скорости течения (АДСП) и дрейфтеры. Существуют различные модификации АДСП: одни из них установлены на буйковых станциях, другие - на плавающей платформе, третьи - на дне. При всех модификациях АДСП позволяет непосредственно получать вертикальный профиль скорости течения. Однако, как все контактные методы, они имеют ряд существенных недостатков: 1) высокая стоимость измерений, 2) не позволяют проводить одновременные измерения сразу на больших участках, 3) применимы в весьма ограниченном диапазоне погодных условий. Кроме того, АДСП не позволяет проводить измерения в самом верхнем метровом слое океана, являющимся самым важным с точки зрения измерения вертикального сдвига скорости у поверхности.

Единственной известной альтернативой контактными методами в настоящее время служат методы дистанционного зондирования, которые основаны на использовании многочастотных радаров (multifrequency radar) метрового диапазона с длиной радиоволн в диапазоне от 3 до 60 метров. Такие радары позволяют проводить измерения на сравнительно больших (до 50 x 50 км) участках моря в практически любых погодных условиях. Однако многочастотные радары не получили широкого распространения из-за своей дороговизны и сложности в эксплуатации (аппаратура существует в двух экземплярах), поэтому они так же, как и контактные методы, не являются удачным решением проблемы измерения вертикального сдвига.

В настоящее время для измерений поверхностных течений (без измерения вертикального сдвига) широко используются относительно недорогие высокочастотные (ВЧ) прибрежные радары, работающие на одной частоте в диапазоне радиоволн длиной от 3 до 30 метров. Это, например, такие популярные промышленные системы как радары CODAR (COastal raDAR, США), OSCAR (Ocean Surface Current Radar, Англия), WERA (WEllen RAdar, Германия). Сеть этих радаров покрывает берега Адриатического моря, побережья Англии, Германии, Калифорнии, Гавайских островов и др.. Кроме того существует множество единичных образцов радаров, работающих при университетах Франции, Японии и Мексики.

Принцип измерения течения этими радарными построен на интерпретации радиосигнала, отраженного морской поверхностью. Он основан на использовании сигнала главного порядка (пиков первого порядка доплеровского спектра) рассеяния от морской поверхности в брегговском приближении. При этом экспериментально наблюдаемые эффекты следующего (второго) порядка для измерений течения не используются.

Отчасти это связано с тем фактом, что теоретическая модель доплеровского спектра второго порядка недостаточно разработана. Существующая теория (Баррик, 1986) базируется на упрощенных представлениях о процессе радарного зондирования и не позволяет получить **количественные** характеристики пиков второго порядка, такие как: правильное теоретическое положение пика, смещение положения пика

из-за влияния остальной части спектра, ширину пика и связанную с ней ошибку измерения течения.

Использование всех пиков в спектре одночастотного радара аналогично использованию 3-4 различных частот многочастотного радара. Таким образом, широко распространенные одночастотные ВЧ радары содержат богатые возможности для измерения вертикального сдвига течения, которые ранее не использовались.

Цель работы. Целью настоящей работы является создание, теоретическое обоснование и экспериментальная проверка метода дистанционного зондирования вертикального сдвига скорости течения на базе существующей сети недорогих ВЧ радаров.

В работе поставлены следующие задачи:

- разработать метод измерения вертикального сдвига течения, основанный на новом (ранее не использовавшемся) физическом принципе: связи пиков второго порядка доплеровского спектра с вертикальным сдвигом течения;
- показать теоретически и с помощью численного расчета эффективность метода;
- спланировать и провести эксперимент с целью апробации метода;
- определить наличие ограничений (погодных и аппаратных) на использование метода;
- применить разработанный метод к задачам мониторинга прибрежной зоны на примере взморья р.Роны, Франция.

Научная новизна работы. Все представленные в диссертации результаты являются новыми и оригинальными. Впервые теоретически показана сингулярная природа пиков второго порядка доплеровского спектра радара, что позволило связать пики с определенными выделенными гармониками в поле поверхностных волн. Это теоретическое продвижение открыло возможность использования вторичных пиков для дистанционного измерения вертикального сдвига течения с помощью только одного радара.

Впервые, в рамках натурного эксперимента, проведенного совместно с Лабораторией электромагнитных исследований окружающей среды (университет г.Тулон, Франция) в 2000 году, была продемонстрирована возможность измерения вертикального сдвига течения с по-

мощью одночастотного радара. Были получены измерения вертикального сдвига для прибрежного участка моря размерами 20 на 20 км. Эффективность метода была экспериментально подтверждена независимыми измерениями АДСП с плавающей платформы.

Практическая ценность. Используя результаты работы, можно проводить масштабные измерения вертикального сдвига течения с помощью уже существующей сети радаров. Измерения можно получать в реальном времени. Кроме того, такие же измерения можно проводить с корабля в открытом океане. Таким образом, создан эффективный метод для экспериментальных измерений вертикального сдвига течений в прибрежной зоне и в открытом море в приповерхностном слое океана толщиной от 0 до 3 метров.

Подобные эксперименты в Америке (Стэнфорд, Калифорния) проводятся уникальным многочастотным радаром MCR (Multifrequency Coastal Radar), который стоит более 500 тыс.долл.США. Радар тулонского университета относится к категории доступных измерительных систем, как по общей стоимости (стоимость около 30 тыс.долл.США), так и по несопоставимо меньшим эксплуатационным расходам.

Апробация работы. Результаты работы были представлены на международном симпозиуме PACON 99 по мировому океану ("Humanity and the World Ocean Symposium", Москва, 1999); на международном симпозиуме по дистанционным методам зондирования IGARSS 2000 ("IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium", Голлулу, США, 2000); на международном семинаре по радиоволновым методам зондирования океана ("Remote Oceanography Workshop ROW-2", Брест, Франция, 2002); на Юбилейной Всероссийской научной конференции "Фундаментальные исследования взаимодействия суши, океана и атмосферы" (МГУ им.Ломоносова, Москва, 2002), на международном семинаре по радиоволновым методам зондирования океана ("Remote Oceanography Workshop ROW-3", Венеция, Италия, 2003). Результаты исследований, полученные по теме диссертации, регулярно докладывались на семинарах лаборатории нелинейных волновых процессов ИО РАН и на семинарах лаборатории электромагнитных исследований окружающей среды в университете г.Тулон, Франция. Результаты, доложенные на конференциях, вызвали серьезный инте-

рес у отечественных и зарубежных исследователей, ведущих работы в близких направлениях.

Публикации. По материалам диссертации опубликовано 6 работ, одна статья принята в печать и написан один технический отчет.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, обзорной первой главы, трех глав, содержащих оригинальные исследования, заключения, двух приложений и списка цитированной литературы из 96 наименований. Работа изложена на 126 страницах, содержит 51 рисунок и 5 таблиц.

СОДЕРЖАНИЕ ДИССЕРТАЦИИ

Во введении дано обоснование актуальности исследований, выполненных в диссертации, сформулированы цель работы, ее научная новизна и практическая значимость.

В первой главе дан литературный обзор проблемы измерений вертикального сдвига течения, кратко описаны различные методы измерений вертикального сдвига скорости течения в приповерхностном слое океана (в верхних двух-пяти метрах). Рассмотрены контактные и дистанционные методы, проведено сравнение их достоинств и недостатков.

Во второй главе изложена развитая теория нового дистанционного метода измерения вертикальной структуры профиля скорости течения. В разделе 2.1 изложены принципы измерения скорости течения с помощью радара. Дистанционный метод зондирования вертикальной структуры течения является сложной обратной задачей. Электромагнитные волны (ЭМ) радиодиапазона не могут проникнуть глубже скин-слоя морской воды, они рассеиваются поверхностью моря, поэтому отраженные ЭМ волны несут информацию только о состоянии морской поверхности, которая, в свою очередь, опосредованно отражает процессы, происходящие под ней.

ЭМ волны, падающие на взволнованную поверхность моря, отражаются не только зеркально, но и рассеиваются по всем направлениям и, в частности, в обратном направлении. При малых углах скольжения обратное рассеяние коротких и средних ЭМ волн носит резонансный избирательный, или брегговский, характер: основную часть рас-

сеяния от морской поверхности дают так называемые "брегговские" поверхностные волны λ_B , вдвое более короткие, чем радиоволны λ_0 ($\lambda_B = \frac{1}{2}\lambda_0$). Этот механизм рассеяния хорошо известен как брегговское рассеяние на атомных решетках. Резонансное условие (условие Брега) для волновых векторов имеет вид

$$\mathbf{k}_B = -2\mathbf{k}_0, \quad (1)$$

здесь $k_B = 2\pi/\lambda_B$ и $k_0 = 2\pi/\lambda_0$. При однократном рассеянии на морской волне исходная частота ЭМ волны ω_0 в силу эффекта Доплера сдвигается на частоту поверхностных "брегговских" волн:

$$\omega_B^{(\pm)} = \pm\sqrt{gk_B} - k_B U_{ef}(k_B) \cos \beta. \quad (2)$$

Здесь знаком $\omega_B^{(+)}$ обозначен доплеровский сдвиг частоты из-за волн, которые набегают на радар, а знаком $\omega_B^{(-)}$ сдвиг частоты из-за волн, которые убегают от радара. Первое слагаемое – это линейное дисперсионное соотношение для поверхностных волн на глубокой воде. Второе – это дополнительный сдвиг частоты из-за взаимодействия волн с течением, где β – угол между лучом радара, вдоль которого бегут волны, и течением.

В отсутствии течения пики расположены симметрично относительно нулевой частоты (стрелки с номером "1" на рис.1), но при наличии течения пики дополнительно сдвигаются в одну сторону на одинаковую величину, которая хорошо описывается приближенной формулой (Стюарт и Джой, 1974):

$$U_{ef}(k) = 2k \int_{-\infty}^0 U(z) e^{-2kz} dz. \quad (3)$$

Эту величину называют "эффективной скоростью" течения, она зависит от вертикального профиля течения $U(z)$ и от длины поверхностной волны (волнового числа k). На рис.1 приведен типичный вид $U_{ef}(k)$, где видно, что более короткие волны "чувствуют" течение больше, а длинные – слабее.

Таким образом, по положению пика в спектре по данным радара измеряется не сама скорость течения, а эффективная скорость. В качестве очень упрощенного представления об измерениях радара принято считать, что определенная эффективная скорость грубо равна скорости течения на глубине $\lambda_0/8\pi$, где λ_0 – длина радиоволны радара. Это

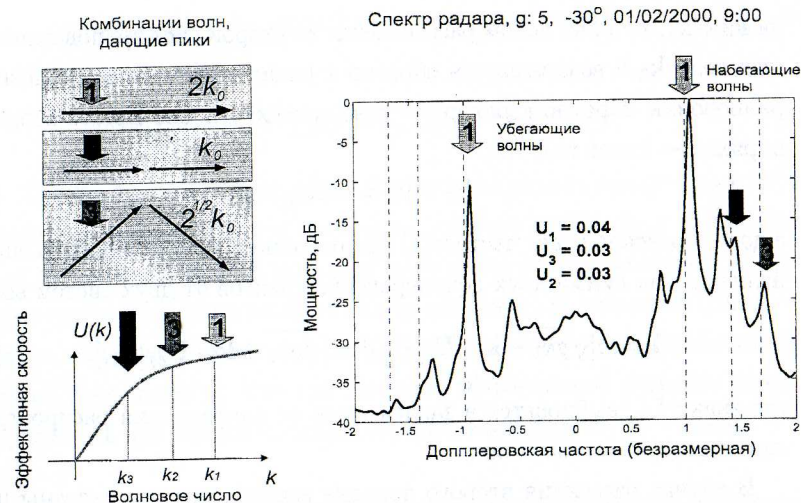


Рис. 1: Принцип одночастотного зондирования вертикального профиля скорости течения.

представление является достаточно точным для линейного профиля течения и хуже работает для других профилей.

В разделе 2.2 изложен принцип измерения вертикального профиля скорости течения многочастотным радаром. Так как волны разной длины "чувствуют" течение по-разному, то радар, который излучает несколько различных радиоволн, определяет эффективную скорость течения $U_{ef}(k)$ для нескольких различных значений k (рис.1). После этого можно решать обратную задачу восстановления вертикального профиля скорости $U(z)$.

В разделе 2.3 изложен принцип измерения вертикального профиля скорости течения **одночастотным** радаром. Для этого предлагается использовать не только пики первого порядка доплеровского спектра радара (обозначенные "1" на рис.1), но и пики второго порядка рассеяния (обозначенных "2" и "3" на рис.1), которые до настоящего времени не использовались для измерения скорости течения (причины этого объясняются в разделе 3.2).

Рассеяние второго порядка может быть представлено как последовательное рассеяние ЭМ волны \mathbf{k}_0 сначала на одной системе поверхностных волн \mathbf{k}_1 , в результате чего возникает промежуточная ЭМ вол-

на $\mathbf{k}_0 + \mathbf{k}_1$, которая потом рассеивается на второй системе поверхностных волн \mathbf{k}_2 и возвращается обратно к радару. Условие возвращения радиоволны обратно к радару — резонансное условие Брегга второго порядка — имеет вид

$$\mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 = -2\mathbf{k}_0, \quad (4)$$

а доплеровский сдвиг частоты Ω при рассеянии второго порядка определяется как сумма двух доплеровских сдвигов от двух систем волн

$$\Omega = \pm[\sqrt{gk_1} + \mathbf{k}_1 \cdot \mathbf{U}_{ef}(k_1)] \pm [\sqrt{gk_2} + \mathbf{k}_2 \cdot \mathbf{U}_{ef}(k_2)], \quad (5)$$

где знаки " \pm " выбирается в зависимости от направления распространения поверхностных волн.

В случае рассеяния второго порядке выделяются две системы пиков: 1) так называемый пик "второй гармоники" (имеются два англоязычных названия: *second-harmonic peak* и *square-root-of-two peak*), который на рис.1 обозначен как "2"; 2) пик "углового рассеяния" (*corner-reflection peak*), на рис.1 он обозначен как "3". Ниже в тексте эти пики будут обозначаться как *второй* и *третий* пики.

За появление пиков в спектре отвечают следующие физические механизмы. *Второй* пик возникает из-за рассеяния от второй гармоники нелинейной поверхностной волны с волновым вектором $\frac{1}{2}k_B$. Эта вынужденная гармоника, будучи вдвое короче основной волны и имеющая береговой волновой вектор k_B , участвует в рассеянии Брегга первого порядка. Однако ее частота определяется уже не линейным дисперсионным соотношением (2) для свободных волн, а связана с фазовой скоростью основной (несущей) волны и составляет

$$\omega_2^{(\pm)} = \pm\sqrt{2}\sqrt{gk_B} - k_B U_{ef}(2k_B) \cos \beta. \quad (6)$$

Появление множителя $\sqrt{2}$ в отличие от частоты для первого пика (2) дало распространенное название для второго пика *square-root-of-two peak*.

Третий пик появляется вследствие выполнения условий наиболее сильного ЭМ рассеяния второго порядка, когда две компоненты волнового поля с волновыми векторами $2^{1/2}k_0$ направлены под углом $\pm 45^\circ$ к лучу радара (комбинация векторов "3" на рис.1). Такая комбинация

дала название пик *corner-reflection peak*, он расположен в спектре на частоте

$$\omega_3^{(\pm)} = \pm 2^{3/4} \sqrt{gk_B} - k_B U_{ef}(2^{1/2}k_B) \cos \beta. \quad (7)$$

Таким образом, в доплеровском спектре радара присутствуют три системы пиков от волн с волновыми векторами $2k_0$, k_0 и $2^{1/2}k_0$. Так как эти пики дают три значения эффективной скорости (рис.1в) для трех различных длин волн, то радар, работающий только на одной частоте, становится равноценным многочастотному радару, работающему на трех частотах. Эти три значения эффективной скорости можно применить для восстановления вертикальной структуры течения.

В главе 3 дано теоретическое обоснование использования пиков второго порядка доплеровского спектра радара для измерения скорости течения. При этом показано, что пики второго порядка могут быть использованы для этой цели точно так же, как и пики первого порядка, ограничения при их использовании накладываются только аппаратными настройками радара и погодными условиями.

В разделе 3.1 вводится понятие сечения рассеяния для сигнала рассеянного морской поверхностью.

В разделе 3.2 рассматривается формула для сечения рассеяния σ_2 второго порядка ЭМ сигнала на морской поверхности (Баррик и др. 1972), ставшая уже классической в теории радиоволновой океанографии:

$$\sigma_2(\omega) = 2^6 \pi k_0^4 \iint |\Gamma|^2 S(\mathbf{k}_1) S(\mathbf{k}_2) \delta(\omega \pm \sqrt{gk_1} \pm \sqrt{gk_2}) d\mathbf{k}_1^2 \quad (8)$$

где ω — доплеровская частота; \mathbf{k}_0 — волновой вектор радиоволны радара; \mathbf{k}_1 и \mathbf{k}_2 — волновые вектора поверхностных ветровых волн, участвующих в рассеянии; Γ — коэффициент взаимодействия для второго порядка рассеяния; $S(\mathbf{k})$ — пространственный спектр морского волнения. Интегрирование ведется по всем комбинациям векторов $\mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 = -2\mathbf{k}_0$, для которых $\omega = \pm\sqrt{gk_1} \pm \sqrt{gk_2} = const$. Пример контуров интегрирования приведен на рис.2а, на котором видно, что волны разной длины и разных направлений дают вклад в рассеяние на одной доплеровской частоте ω .

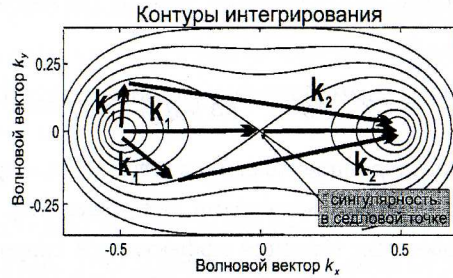


Рис. 2: Контуры постоянной доплеровской частоты $\omega = \sqrt{gk_1} + \sqrt{gk_2} = const$, вдоль которых идет интегрирование в формуле (8), и несколько комбинаций векторов $\mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 = \mathbf{k}_B$, дающих вклад на одной частоте $\omega = \sqrt{2}$.

Формула (8), начиная с 90-х годов активно используется исследователями для восстановления направленного спектра морского волнения дистанционным методом и дает приемлемые результаты, однако попыток использовать второй порядок рассеяния для измерения течений до сих пор не было. Главной причиной этого является утвердившееся мнение, что поскольку во втором порядке рассеяния смешаны отклики от различных длин волн, то поэтому нельзя выделить только одну волну, которая взаимодействует с течением. На этом основании делался вывод, что использовать второй порядок для измерений течения нельзя.

Однако, второй порядок спектра имеет резко выделенные пики. В работе (Баррик и Липа 1986) было показано, что они возникают из-за двух особенностей интеграла (8): особенность в точке $\mathbf{k}_1 = \mathbf{k}_2 = -\mathbf{k}_0$ и интегрируемая стационарная точка при $\mathbf{k}_1 = (-k_0/\sqrt{2}, k_0/\sqrt{2})$ и $\mathbf{k}_2 = -(k_0/\sqrt{2}, k_0/\sqrt{2})$. Из-за этих особенностей возникают две системы пиков в доплеровском спектре: второй пик (*square-root-of-two peak*) и третий пик (*corner-reflection peak*).

В подразделе 3.2.2 показывается, что интеграл (8) имеет логарифмическую сингулярность в точке $\mathbf{k}_1 = \mathbf{k}_2 = -\mathbf{k}_0$:

$$\sigma_2^{(0)} = Const \int_{-\epsilon}^{\epsilon} \int_{-\epsilon}^{\epsilon} \delta(\xi \zeta) d\xi d\zeta = Const \int_{-\epsilon}^{\epsilon} \frac{d\xi}{\xi} \rightarrow \infty,$$

поэтому вклад от бесконечно малой области вблизи начала координат дает расходимость, а остальная область интегрирования дает конечный результат. Это позволяет разделить область интегрирования на две зоны: малая окрестность около начала координат, которая дает

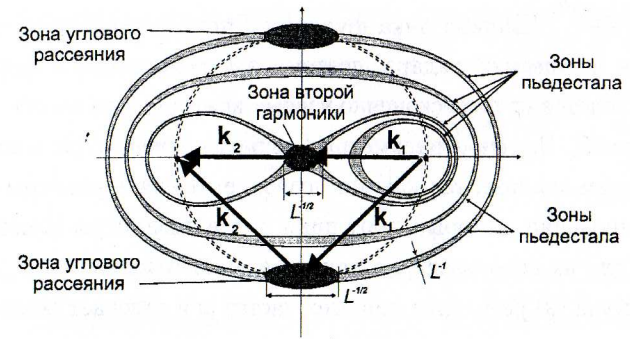


Рис. 3: Области волновых векторов, дающих вклад во второй (second-harmonic), третий (corner-reflection) пики и пьедестал при $L = 200$.

пик, и остальная область, которая дает высоту пьедестала пика. Отсюда следует главный вывод, что высота пика второй гармоники зависит от вкладов многих волн разной длины и направлений, положение же пика связано только со второй гармоникой. Это принципиально, так как этого достаточно для измерения скорости течения по положению пика в спектре. На самом деле, высота пика, конечно, ограничена и окрестность второй гармоники тоже не бесконечно мала. Более аккуратный анализ, проделанный в работе, позволяет найти оценки высоты пика второй гармоники и области волновых векторов, которые дают существенный вклад в пик.

В разделе 3.3 рассмотрено сечение рассеяния второго порядка σ_2 , полученное для импульсного радара. Для радара, работающего на частоте ω_R и излучающего прямоугольные импульсы длины τ_R , была получена (Гилл и др. 2000) формула для сечения рассеяния второго порядка. Эта формула имеет несколько громоздкий вид, неудобный для численных расчетов и, тем более, теоретического анализа, поэтому в подразделе 3.3.1 она сводится к более простому и ясному представлению, которое использует параметр L — количество радиоволн в импульсе радара ($L = \omega_R \tau_R / 2\pi$):

$$\sigma_2(\omega) = L 2^7 \pi^2 k_0^4 \int_0^{\infty} \int_{-\pi}^{\pi} |\Gamma|^2 S_1(\chi \mathbf{k}_1) S_1(\chi \mathbf{k}_2) \frac{\chi^5}{\omega} s[\pi L(\chi - 1)] k_1 dk_1 d\theta \quad (9)$$

Здесь использованы те же обозначения, что и для формулы (8), только вместо нефизичной δ -функции здесь использована функция Дирихле

$s\{\} = \left[\frac{\sin\{\}}{\{\}} \right]^2$. Ширина пика функции Дирихле зависит от числа радиоволн в импульсе радара, поэтому интегрирование в формуле (9) теперь ведется не по бесконечно узкому контуру, а по полосе шириной L^{-1} (рис.2б). Введение параметра L играет ключевую роль во всем последующем анализе, так как это позволяет оценить размеры областей интегрирования, которые дают пики, и все параметры пиков, необходимые для их использования при измерении течений.

Формула (9) регулярна для всех частот ω и отвечает реальным физическим характеристикам радаров, которые используются для зондирования. Функция Дирихле позволяет разделить область интегрирования на три различные зоны (см. рис.3): 1) зона второй гармоники около начала координат размером $L^{-1/2} \times L^{-1/2}$, интегрирование по которой дает основной вклад во второй пик; 2) зона углового рассеяния длиной $L^{-1/2}$, которая дает основной вклад в третий пик; 3) зона пьедестала, где идет интегрирование по полосе шириной L^{-1} , которая дает базовую часть спектра второго порядка (пьедестал пиков).

В разделе 3.4 исследована базовая часть спектра (континуум) второго порядка, которая является пьедесталом для пиков второго порядка. Она получается при интегрировании по полосам шириной L^{-1} (рис.3).

В разделе 3.5 проанализирован вклад в сечение рассеяния второго порядка от области вблизи начала координат (рис.3). Асимптотический анализ интеграла, основанный на использовании малого параметра L^{-1} , позволил найти основные параметры *второго* пика: высота порядка $\ln L$, ширина порядка $L^{-1/2}$, возможные смещения положения пика из-за влияния пьедестала порядка L^{-2} .

В разделе 3.6 исследован *третий* пик в доплеровском спектре, который получается в силу особенностей наиболее эффективного ЭМ рассеяния обратно от зоны углового рассеяния (рис.3). Высота третьего пика оказалась пропорциональна $L^{-1/2}$.

В разделе 3.7 результаты развитой асимптотической теории подтверждены численными расчетами сечения рассеяния. Расчеты σ_2 проводились по формуле (9) для различных значений длины импульса L . Использовался ненаправленный спектр Пирсона-Московитца с различными длинами доминирующих волн $k_c = 0.1 \div 1.0 k_B$ (рис.4 и 5).

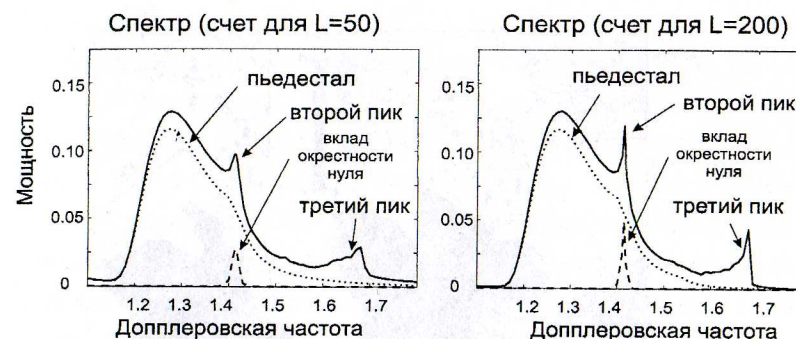


Рис. 4: Численный счет спектров по формуле (9) для $L = 50, 200$ и спектра Пирсона-Московитца с $k_c = 0.1 k_B$. Пунктирной линией показан вклад (пик) от интегрирования вблизи начала координат; точками показан вклад (пьедестал) при интегрировании по остальной области.

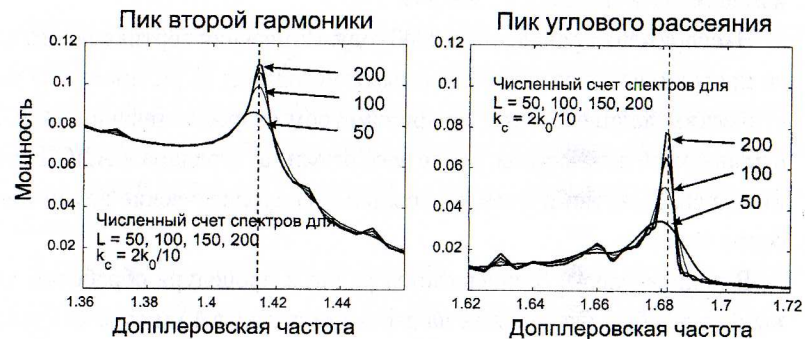


Рис. 5: Численный счет спектров спектра для второго пика (пика второй гармоники) и третьего пика для $L = 50, 100, 150, 200$ и $k_c = 0.1 k_B$.

Глава 4 диссертации содержит описание эксперимента и результатов тестирования нового метода дистанционного зондирования вертикальной структуры скорости течения.

В разделе 4.1 описывается район проведения эксперимента вблизи места впадения р.Роны в Средиземное море (рис.6). Результаты многочисленных исследований в этом районе показали, что здесь наблюдаются течения с самыми разнообразными вертикальными профилями скорости: от течений с сильным вертикальным сдвигом, когда пресные воды р.Роны распространяются со скоростью порядка 1 м/с тонким слоем толщиной от 0.5 до 2.0 м по поверхности морских вод; до относительно слабых ветровых течений с вертикальным масштабом

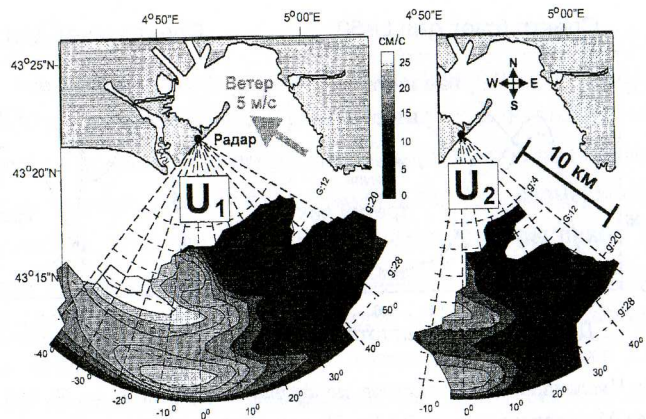


Рис. 6: Место проведения эксперимента и поля эффективных скоростей U_1 and U_2 .

изменчивости порядка 25 метров.

Эксперимент проводился в 2000 году. Измерения вертикального сдвига проводились двумя независимыми методами: 1) радаром и 2) акустическим доплеровским профилометром скорости течения (АДСП) с плавающей платформы, после чего результаты радара и АДСП сравнивались. Попутно велись контрольные гидрологические измерения с борта корабля.

В подразделе 4.1.3 описывается радар и процедура обработки данных. Радар был расположен на песчаном пляже в 4 км от места впадения р.Роны (рис.6). Он работал на частоте 47.5 МГц, что соответствует длине радиоволны 6 м и береговскому рассеянию ЭМ сигнала поверхностными гравитационными волнами длиной 3 метра. Три эффективные скорости течения, отвечающие трем длинам поверхностных волн 3, 4.2, и 6 метров, измерялись по положению трех пиков (см рис.7а):

первый пик	$U_1 = U_{ef}(k_1)$	$k_1 = 2\pi/\lambda_1$	$\lambda_1 = 3 \text{ m}$
второй пик	$U_2 = U_{ef}(k_2)$	$k_2 = 2\pi/\lambda_2$	$\lambda_2 = 6 \text{ m}$
третий пик	$U_3 = U_{ef}(k_3)$	$k_3 = 2\pi/\lambda_3$	$\lambda_3 = 4.2 \text{ m}$

Радар позволял проводить измерения на участках размерами до 30 на 30 км, пространственное разрешение было 600 м (или 150 м) вдоль луча радара и 6° по углу.

В подразделе 4.1.4 описываются измерения профиля скорости течения (см рис.7б), которые проводились с небольшого дрейфующего

плотика размером $1.2 \times 1.2 \times 0.2$ м (рис.8а). Измерения проводились в зоне действий радара, плотик дрейфовал вместе с течением. На плотике были установлены: 1) акустический доплеровский измеритель течения (ADC) и 2) акустический доплеровский профилометр скорости (ADCP). Они измеряли скорость течения начиная с глубины 40 см до 2.2 м с шагом 20 см. Ошибка измерений была около 7 см/с. Поверхностная скорость течения оценивалась по показаниям спутниковой навигационной системы (GPS) корабля, дрейфовавшего в непосредственной близости от плотика. С борта этого корабля проводились сопутствующие гидрологические измерения.

В подразделе 4.1.5 обсуждаются ошибки измерений эффективной скорости радаром и АДСП. Ошибки измерений радара были оценены в пределах от 2 до 3 см/с. Ошибки АДСП для эффективной скорости оказались больше, от 5 до 7 см/с, так как сказалось сильное влияние морского волнения на небольшой по размерам плотик.

В разделе 4.2 дана классификация спектров радара для различных метеоусловий. Сформулированы критерии погодных условий, при которых новый метод зондирования вертикального сдвига эффективно работает.

В разделе 4.3 приведены результаты измерений радаром полей эффективных скоростей U_1 , U_2 и U_3 (их радиальные компоненты). Подробно проанализированы три примера течений, полученных при различных погодных условиях. Пример измерений двух эффективных скоростей U_1 и U_2 на большой площади приведен на рис.6. Рисунок иллюстрирует согласованное поведение первого и второго полей. Эффективная скорость U_2 , которая соответствует взаимодействию течения с более длинной волной, меньше чем U_1 , соответствующей взаимодействию течения с более короткой волной.

В разделе 4.4 сравниваются результаты измерений эффективных скоростей течения по данным радара и АДСП. Для этого использовались только такие наблюдения радара, где были видны два или три пика в спектре (рис.7а). Вертикальный профиль скорости, полученный по наблюдениям АДСП (рис.7б), преобразовывался по формуле Стюарта-Джоя (3) в эффективную скорость течения (рис.7в), после чего проводилось сравнение результатов измерений АДСП (сплошная

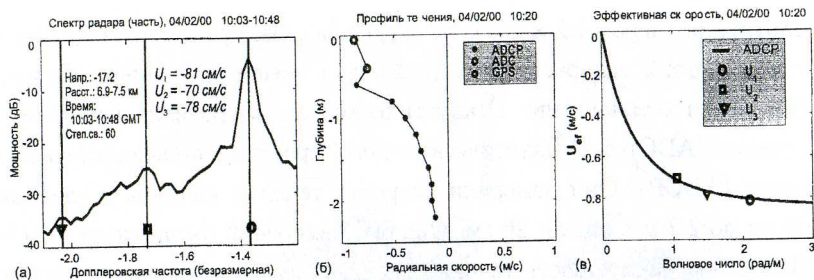


Рис. 7: Доплеровский спектр (участок с тремя пиками) (а). Профиль скорости течения $U(z)$ по ADCP/GPS (б). Эффективная скорость течения $U_{ef}(k)$ (в).

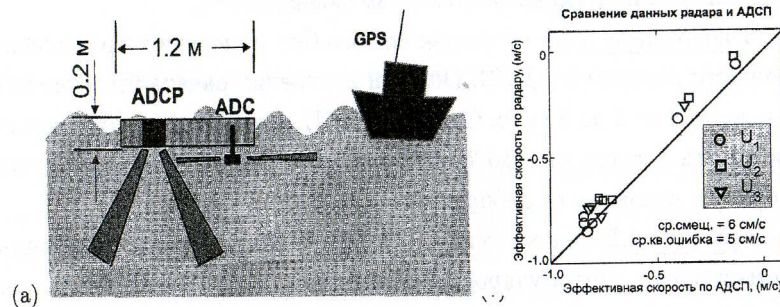


Рис. 8: Измерения профиля скорости течения с плотика (а). Сравнение измерений эффективных скоростей течения U_1 , U_2 и U_3 по наблюдениям радара и АДСП (б).

линия) и радара (три значка). Рисунки для всех примеров приведены в приложении.

Результаты сопоставления всех одновременных измерений радара и АДСП приведены на рис.8. Видно очень хорошее совпадение результатов. Среднеквадратичная ошибка равна 5 см/с. Оказалось, что значения эффективных скоростей по АДСП завышены по сравнению с радаром со средним смещением 6 см/с

В разделе 4.5 разработанный дистанционный метод был применен для определения толщины речного потока, растекающегося тонким однородным слоем по поверхности моря на взморье р.Рона, Франция.

Восстановление профиля скорости течения является сложной и, строго говоря, некорректной обратной задачей. В большинстве случаев метод, описанный в предыдущей главе, позволяет по данным одночастотного радара найти только два параметра вертикального профиля скорости течения, эффективные скорости U_1 и U_2 , поэтому метод

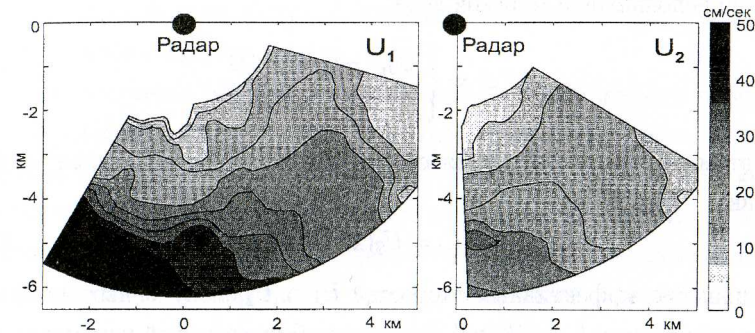


Рис. 9: Поля эффективных скоростей U_1 (а) и U_2 (б).

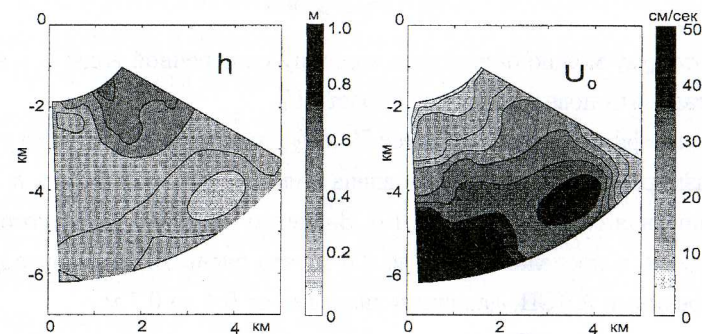


Рис. 10: Толщина верхнего слоя речных вод h (а) и скорость их распространения U_0 (б).

мог быть применен только для восстановления простейшего профиля течения, описываемого только двумя параметрами. В большинстве реальных ситуаций вид вертикального профиля является заранее неизвестным.

Однако в тех ситуациях, когда вид вертикального профиля известен из независимых наблюдений, развитый дистанционный метод очень эффективен. Нам удалось наблюдать (один день) речной поток, растекающийся на устьевом взморье по поверхности моря тонким однородным слоем. Дул слабый ветер со скоростью 1-2 м/с. Ветровых течений не было. С хорошей точностью реальный профиль скорости течения мог быть описан простейшей ступенчатая моделью — тонкий верхний перемешанный слой пресной воды толщиной h движется со скоростью

U_0 по неподвижной морской воде:

$$U(z) = \begin{cases} U_0, & -h < z < 0 \\ 0, & z < -h \end{cases} \quad (10)$$

В этом случае эффективная скорость течения, вычисленная по (3), равна

$$U_{ef}(k) = U_0(1 - e^{-2kh}). \quad (11)$$

Отношение эффективных скоростей U_1 и U_2 , полученных для двух волновых чисел $k_1 = 2k_0$ и $k_2 = k_0$, дает безразмерный параметр

$$\frac{U_2}{U_1} = \frac{1 - e^{-2k_0h}}{1 - e^{-4k_0h}}, \quad (12)$$

по которому можно определить толщину слоя речной воды h , а затем восстановить поверхностную скорость U_0 .

Поля эффективных скоростей U_1 и U_2 приведены на рис.9. На участке размером 5 x 5 км восстановлена толщина речного потока h и поверхностная скорость U_0 (рис.10). Значение толщины h пресного слоя находится в пределах от 0.4 до 0.6 м, что очень хорошо совпадает с измерениями АДСП, дающими значения от 0.4 до 0.7 м.

В заключении диссертации сформулированы основные выводы и результаты.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

1. Автором разработан новый метод дистанционного измерения вертикального сдвига течения с использованием только одного доплеровского ВЧ радара. Метод использует часть доплеровского спектра радара (пики второго порядка), которую до сих пор не применяли для измерений скорости течения. Показано, что использование всех пиков доплеровского спектра одночастотного радара, аналогично использованию трех различных частот многочастотного радара.

2. Получено обобщение широко известной в радиоволновой океанографии формулы (Баррик 1972) для сечения рассеяния второго порядка при отражении ЭМ сигнала от морской поверхности. Новая формулировка, в отличие от предыдущей, не содержит сингулярностей и учитывает важный физический параметр, длину импульса радара,

который позволяет получить количественные оценки второго порядка доплеровского спектра радара.

3. Теоретически обосновано использование пиков второго порядка доплеровского спектра радара для измерения скорости течения аналогично использованию пиков первого порядка. Показано, что положение пиков в спектре определяется вкладом в ЭМ рассеяние конкретных поверхностных волн определенной длины и направления, а также, что ширина окрестности таких волновых векторов обратно пропорциональна длине импульса радара. Кроме того, показано, что, чем импульс радара длиннее, тем лучше виден пик и меньше он размыт.

4. На базе университета г.Тулон, Франция, с участием автора спланирован, проведен и обработан эксперимент по измерению вертикального сдвига скорости течения в районе впадения р.Роны в Средиземное море. Для измерений сдвига использовался новый метод на базе радара с рабочей частотой 45 МГц, результаты которого проверялись акустическим доплеровским измерителем профиля скорости течения. Сравнение результатов измерений вертикального сдвига течения, полученных радаром и АДСП, показало хорошее согласие в пределах ошибки измерений обоих приборов.

5. Экспериментальные наблюдения показали, что метод работает эффективно при умеренно развитом морском волнении. Таким образом, эффективность работы метода зависит от погодных условий и рабочей частоты радара. Например, при измерениях 45 МГц-вым радаром приемлемая скорость ветра находится в диапазоне от 3 до 8 м/с, а при ветре больше 8 м/с измерения сдвига можно было проводить только для малых разгонов волны (до 10 км от берега). При совсем полном штиле метод не работает, так как тогда не наблюдаются пики второго порядка.

6. Метод был применен к практической задаче мониторинга стока вод р.Роны в Средиземное море. По измерениям радара на участке размером 5 x 5 км была восстановлена толщина и скорость речных вод, распространяющихся на приустьевом взморье. Результаты находятся в очень хорошем согласии с независимыми измерениями профиля скорости акустическим доплеровским профилометром скорости.

ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. Ivonin D., V. Shrira, and P. Broche, On remote sensing of vertical profile of ocean surface currents by means of one-frequency VHF radar // PACON 99, Humanity and the World Ocean Symposium, 23-25 June 1999, Moscow, Proceedings, pp. 49-53.

2. Shrira V.I., D.V. Ivonin, and P. Broche, On remote sensing of vertical profile of ocean surface currents // IEEE IGARSS 2000 Hawaii, USA, Proceedings, pp. 1860-1862.

3. Shrira V.I., D.V. Ivonin, and P. Broche, Remote Sensing of Vertical Shear of Currents by VHF Radar // *Geophys. Res. Let.*, v.28, pp. 3955-3958, 2001.

4. Shrira V.I., D.V. Ivonin, and G. Cauillez, Laminar-turbulent transition in the wind driven free-surface boundary layer // Int. Conf. "Progress in Nonlinear Science" devoted to the 100-th anniversary of Alexander A. Andronov (Nizhny Novgorod, Russia, July 2-6, 2001), vol. 2 "Frontiers of Nonlinear Physics", Proceedings, pp. 270-275.

5. Ivonin D.V., V.I. Shrira, and P. Broche, On singular nature of the second order peaks // Remote Oceanography Workshop, 15-18 April, 2002, Brest, France, CDROM-Proceedings, pp.1-17.

6. Ивонин Д.В., В.И. Шрира, П. Брош, Ж.-Л. Девенон, Полевые измерения вертикального сдвига течения HF радаром. Сравнение с ADCP. // Юбилейная Всероссийская научная конференция "Фундаментальные исследования взаимодействия суши, океана и атмосферы", 30 октября - 1 ноября, Москва, 2002, Материалы, стр. 25.

Публикация, находящаяся в печати:

7. Ивонин Д.В., Определение толщины речного потока на устьевом взморье по измерениям одночастотного ВЧ радара // *Океанология*, 2003 (в печати).

Технический отчет:

8. Ivonin D.V., Experimental comparison of radar and ADCP measurements of the current vertical shear // Technical report of the Experiment 2000 in the Rhone's delta, Nonlinear Wave Laboratory, Shirshov Institute of Oceanology RAS, July 2000, Moscow, pp.1-24.

Заказ № 286
Тираж: 100 экз.

ИНН 7727185283
пр-т, 20-2-93
-68
rat.ru