

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 556.012

Л.М. Иванов, О.В. Мельниченко

Определение мезомасштабных поверхностных течений на мелководье по высокочастотным радарным измерениям

Предлагается новый метод расчета скоростей поверхностных течений по данным измерений, выполненных с помощью высокочастотных радаров берегового базирования. Метод основан на представлении поля скорости через два скалярных потенциала, разложении этих потенциалов в ряды по базисным функциям и определении коэффициентов разложения по радарным измерениям как решения соответствующих вариационных задач. Некорректность при определении коэффициентов разложения устраняется с помощью регуляризационной процедуры, основанной на теории информации. Предлагаемый метод позволяет заполнять пространственные и временные пропуски в рядах радарных измерений. Метод иллюстрируется на примере расчета мезомасштабных и субмезомасштабных (от 10 до 50 км) поверхностных течений в Монтерейском заливе (Калифорния, США) по данным радарных измерений, выполненных в августе 1994 г.

1. Введение. Поверхностные течения с характерными масштабами от нескольких сот метров до нескольких километров играют важную роль в обмене импульсом, теплом, кислородом и т.д. между атмосферой и океаном в шельфовых районах. Знание структуры этих течений является важным для оценки рассеяния зоо- и фитопланктона в прибрежных акваториях, прогноза нефтяных разливов и распространения других поверхностно-активных веществ [1].

Быстроменяющиеся прибрежные течения могут быть суперпозицией нескольких типов циркуляции и генерироваться различными динамическими факторами и, следовательно, корректные оценки пространственно-временной изменчивости таких течений возможны только на основе долговременных наблюдений за их характеристиками, что, в общем, может быть обеспечено с помощью дистанционных методов зондирования морской поверхности. В настоящее время одним из наиболее перспективных направлений является применение специальных высокочастотных (ВЧ) радаров [2].

Концепция использования высокочастотных радиоимпульсов (с несущей частотой $\sim 3 - 30$ МГц) для дистанционного зондирования морской поверхности развивается уже несколько десятилетий, начиная с пионерской работы [3], где впервые был отмечен эффект резонансного отражения радиоволн короткими поверхностными гравитационными волнами определенной длины. Этот эффект был положен в основу регистрации течений ВЧ-радаром, позволяющими проводить дистанционные измерения практически непрерывно (с интервалом 1 – 2 ч), на обширной прибрежной акватории (до 2500 км^2) и с высоким пространственным разрешением (500 м – 2 км). Заинтересованный чита-

тель может найти детальную информацию о физических принципах и методах использования ВЧ-радаров для измерения поверхностных течений в работе [4].

Хотя ВЧ-радары используются для картирования поверхностных течений уже на протяжении трех десятилетий, многие вопросы о точности и надежности такой техники остаются открытыми [см., например, 5, 6]. Кроме того, данные радарных измерений невозможно непосредственно сравнить с более традиционными *in situ* измерениями на тех же пространственно-временных масштабах или на той же глубине. Совершенно очевидно, что ВЧ-радары являются уникальным инструментом, способным выполнять измерения, которые трудно или невозможно получить другим способом, однако они требуют особых, соответствующим образом адаптированных, методов обработки получаемых с их помощью карт течений. Цель настоящей статьи обсудить один из возможных подходов к анализу радарных измерений скоростей течений в шельфовых зонах Мирового океана [7, 8], а также опробовать предложенные алгоритмы на примере анализа поверхностной циркуляции в Монтерейском заливе (Калифорния, США), измеренной с помощью трех ВЧ-радаров в августе 1994 г.

2. Теоретический подход. Пусть дана серия радарных наблюдений (снимков) $n = 1, \dots, N$, полученных внутри интервала времени $[t_1, \dots, t_N]$ с равномерным шагом Δt в области S , которая частично ограничена береговой линией G и частично — границей G' , проходящей по водной акватории. Мы предполагаем, что радарные измерения $V^o(x_p, y_p, t_n) = \bar{V}(x_p, y_p, t_n) + V'(x_p, y_p, t_n)$ в каждой точке p ($p = 1, \dots, P$) искажены шумом неизвестной природы со статистическими свойствами, меняющимися в течение времени. Здесь $\bar{V}$ и V' — истинная скорость поверхностного течения, априори никогда неизвестная, и ошибка измерения соответственно.

Наша цель — сформулировать модель регрессии, позволяющую оценивать эволюцию $\bar{V}$ в любой точке области S и внутри интервала $t_N - t_1$ на основе наблюдений V^o . Это может быть сделано следующим образом.

2.1. Пространственная интерполяция. Согласно теореме Гельмгольца [9], поверхностное поле течений $V = (u, v)$ в любой момент времени t_n может быть представлено через два скалярных потенциала:

$$V = \nabla \times k\Psi + \nabla\Phi, \quad (1)$$

где $\nabla = (\nabla_x, \nabla_y)$ — двумерный градиент, k — единичная нормаль к морской поверхности, Ψ и Φ — функция тока и потенциал скорости соответственно.

Компоненты вектора скорости можно выразить через скалярные потенциалы как

$$u = \frac{\partial\Psi}{\partial y} + \frac{\partial\Phi}{\partial x}, \quad v = -\frac{\partial\Psi}{\partial x} + \frac{\partial\Phi}{\partial y}. \quad (2)$$

Очевидно, что каждый из потенциалов удовлетворяет соответствующему уравнению Пуассона

$$\Delta\Phi = -\delta, \quad \Delta\Psi = -\zeta, \quad (3)$$

где $\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$ — вертикальная компонента вихря и $\delta = -(\partial u / \partial x + \partial v / \partial y)$ — горизонтальная дивергенция.

Для вычисления скалярных потенциалов в некоторой ограниченной области S к уравнениям (3) необходимо, для каждого из потенциалов, добавить соответствующие граничные условия, определяемые по известной нормальной V_n и касательной V_τ к границе компонентам вектора скорости течения. Соотношения (2), которые также выполняются и на границе S , не позволяют сформулировать такие условия однозначно.

Чтобы устранить произвол в определении потенциалов на границе мы использовали подход, развитый в работе [10] для замкнутых водоемов и для областей с открытыми границами в работах [11, 12]. Пусть, для определенности, область S — односвязная и ограничена частично береговым контуром G и частично — открытой границей G' , т. е. $G \cup G'$.

В соответствии с работой [10], на береговом контуре должно удовлетворяться кинематическое условие скольжения $V_n = 0$, $V_\tau \neq 0$, т. е.

$$\left. \frac{\partial \Phi}{\partial n} \right|_G = 0, \quad \Psi|_G = 0, \quad (4)$$

где n — внешняя нормаль к границе области S . На открытом участке границы мы используем следующее приближенное условие:

$$\left. \frac{\partial \Psi}{\partial n} \right|_{G'} = 0, \quad \Phi|_{G'} = 0. \quad (5)$$

Более подробно граничные условия (4), (5) обсуждаются в работах [11, 12]. Здесь мы только заметим, что в соответствии с условием (5) мы априори пренебрегаем тангенциальной составляющей скорости вдоль открытого сегмента границы.

Таким образом, задачу реконструкции векторного поля скоростей поверхностных течений мы свели к задаче реконструкции полей двух скалярных потенциалов. Для любого момента времени $t_n \in [t_0, t_N]$ это позволяет сформулировать вариационную проблему для воспроизведения циркуляции в области S по радарным измерениям в P точках следующим образом:

$$J_1(t_n) = 1/2 \sum_{p=1}^P [u_p^0 - \nabla_y \Psi(x_p, y_p, t_n)]^2 + 1/2 \sum_{p=1}^P [v_p^0 + \nabla_x \Psi(x_p, y_p, t_n)]^2 \rightarrow \min, \quad (6)$$

$$J_2(t_n) = 1/2 \sum_{p=1}^P [u_p^0 - \nabla_x \Phi(x_p, y_p, t_n)]^2 + 1/2 \sum_{p=1}^P [v_p^0 - \nabla_y \Phi(x_p, y_p, t_n)]^2 \rightarrow \min. \quad (7)$$

Суммирование в (6) и (7) производится по всем точкам, где есть измерения радара.

Решение вариационной проблемы (6), (7) может быть найдено следующим способом. Каждый из потенциалов раскладывается в обобщенный ряд Фурье по некоторым базисным функциям, эти ряды подставляются в (6) и (7), и затем неизвестные коэффициенты разложений определяются по данным измерений с помощью процедуры регуляризации.

Так как потенциалы Ψ и Φ должны удовлетворять уравнениям (2) с граничными условиями (4), (5), для их спектрального представления мы использовали базисные функции Ψ_k и Φ_m как решения следующих задач:

$$\Delta \Psi_k = -\lambda_k \Psi_k, \quad k=1, \dots, K, \quad (8)$$

$$\Delta \Phi_m = -\mu_m \Phi_m, \quad m=1, \dots, M, \quad (9)$$

$$\Psi_k|_G = 0, \quad \left. \frac{\partial \Phi_m}{\partial n} \right|_G = 0, \quad (10)$$

$$\left[\frac{\partial \Psi_k}{\partial n} \right]_{G'} = 0, \quad \Phi_m|_{G'} = 0, \quad (11)$$

где λ_k, μ_m и Ψ_k, Φ_m — соответствующие собственные значения и собственные функции. Последовательности функций $\{\Psi_k\}$ и $\{\Phi_m\}$ являются вещественными, ортогональными и обладают свойством полноты, а ряды

$$\Psi = \sum_{k=1}^{\infty} a_k \Psi_k, \quad \Phi = \sum_{m=1}^{\infty} b_m \Phi_m \quad (12)$$

сходятся равномерно [13]. Здесь коэффициенты разложения (или просто спектральные коэффициенты) $a_k = (\zeta, \Psi_k)$ и $b_m = (\delta, \Phi_m)$ определяются как скалярные произведения в $L_2(S)$. При известных спектральных коэффициентах горизонтальное поле скорости течений может быть восстановлено в любой точке области S .

В практических приложениях мы должны определить оптимальное число слагаемых в (12). Оба оптимальных числа $K_{\text{опт}}$ и $M_{\text{опт}}$ зависят от скорости сходимости рядов (12) к истинным значениям потенциалов, уровня шума, искажающего радарные измерения, а также от того, насколько точки, в которых есть радарные измерения, однородно расположены в S , что определяет качество радарного покрытия. Ясно, что усечение рядов (12) — это своеобразная процедура регуляризации, позволяющая получить оценки, устойчивые к измерительным шумам и пропускам в радарном покрытии.

Для этих целей мы предлагаем использовать информационный критерий, развитый в работе [14]. Тогда, следуя также работам [11, 12], вариационная задача (6) и (7) может быть переформулирована как

$$\bar{J}_1(t_n) = \left[\frac{J_1(t_n)}{1 - \sqrt{\{K[\ln(P/K) + 1] - \ln(0,05)\}}/P} \right] \rightarrow \min, \quad (13)$$

$$\bar{J}_2(t_n) = \left[\frac{J_2(t_n)}{1 - \sqrt{\{M[\ln(P/M) + 1] - \ln(0,05)\}}/P} \right] \rightarrow \min. \quad (14)$$

Использование (13) и (14) вместо (6) и (7) позволяет одновременно определить и $K_{\text{опт}}$, $M_{\text{опт}}$ и соответствующие спектральные коэффициенты в (12).

Чтобы уменьшить погрешность восстановления циркуляции, связанную с приближенным условием (5), мы также применяли следующий прием. Область, для которой определялись спектральные коэффициенты в (12), искусственно расширялась, и граничное условие (5) для функции тока задавалось на этой новой границе, после чего вариационная задача (13), (14) решалась для

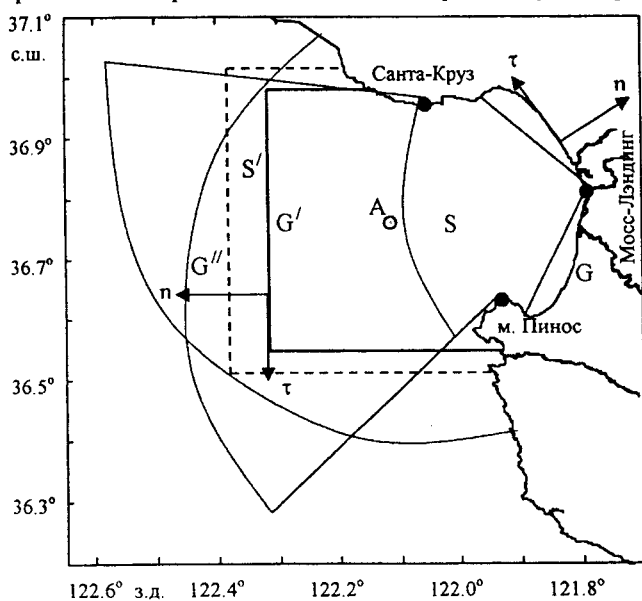
расширенной области. Однако затем, используя рассчитанные спектральные коэффициенты, циркуляция воспроизводилась только в области S .

2.2. Заполнение временных пропусков. Серии радарных наблюдений могут иметь достаточно большие временные пропуски, причиной которых являются или технические отказы в работе ВЧ-радаров или штормовые погодные условия. Чтобы устранить такие пропуски, мы использовали следующий прием. Пусть интервал времени, в котором данные отсутствуют, длиной Δt_i с момента t_i до момента t_{i+1} находится в середине ряда наблюдений. Для каждого из промежутков $[t_1, t_i]$ и $[t_{i+1}, t_N]$ мы можем оценить спектральные коэффициенты в (12), а затем интерполировать их на отрезок $[t_i, t_{i+1}]$ как

$$a_k(t) = \frac{1}{2}d_0 + \sum_{\omega=1}^{\infty} [d_{\omega} \cos(2\pi\omega t/T) + e_{\omega} \sin(2\pi\omega t/T)], \quad (15)$$

$$b_m(t) = \frac{1}{2}c_0 + \sum_{\omega=1}^{\infty} [c_{\omega} \cos(2\pi\omega t/T) + g_{\omega} \sin(2\pi\omega t/T)], \quad (16)$$

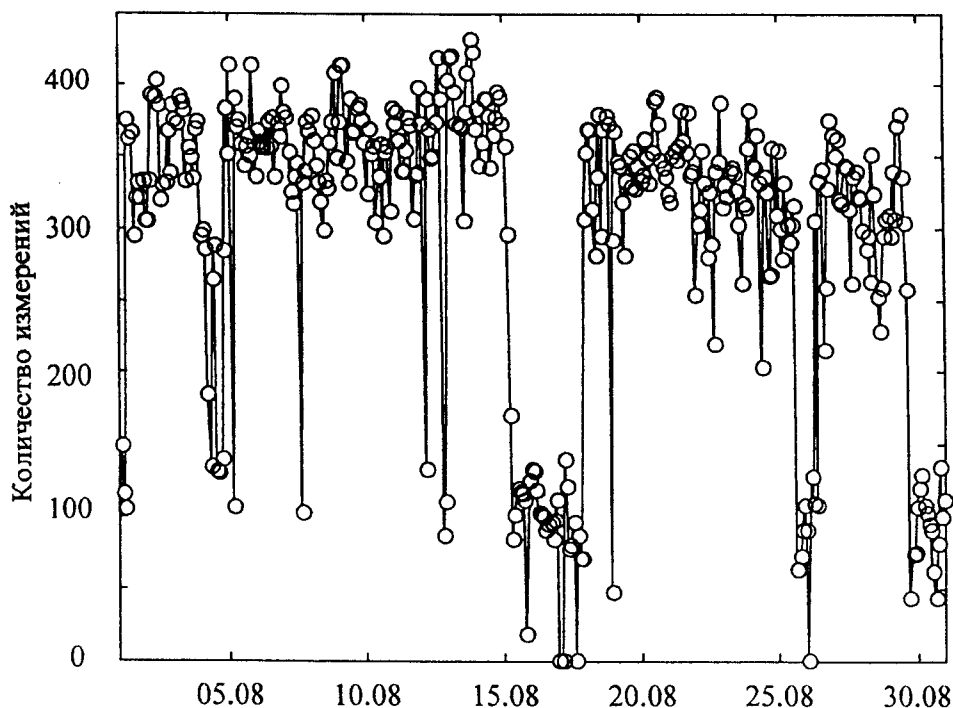
где $T = t_N - t_1$. Спектральные коэффициенты $d_0, d_{\omega}, e_{\omega}, c_0, c_{\omega}, g_{\omega}$ в (15) и (16) определяются, так же как и в п. 2.1, с помощью процедуры регуляризации. Практическая реализация этого алгоритма будет приведена ниже.



Р и с. 1. Геометрия радарного полигона в Монтерейском заливе (S — область реконструкции циркуляции; G — береговая линия; G' — открытая граница области S ; S' и G'' — фиктивные область и реконструкция и граница соответственно; точка A — ряд радарных измерений с минимальными пропусками; n — внешняя нормаль, τ — касательная к границам области S)

3. Данные наблюдений. Теоретический подход, разработанный в предыдущей части, был опробован на примере анализа поверхностной циркуляции в Монтерейском заливе (Калифорния, США) в августе 1994 г. Геометрия области, где циркуляция восстанавливалась по радарным измерениям, расположение трех радарных станций (г. Санта-Круз, пос. Мосс-Лэндинг, м. Пинос) и области их номинального покрытия представлены на рис. 1. Измерения проводились с пространственным разрешением 2 км и с интервалом 2 ч.

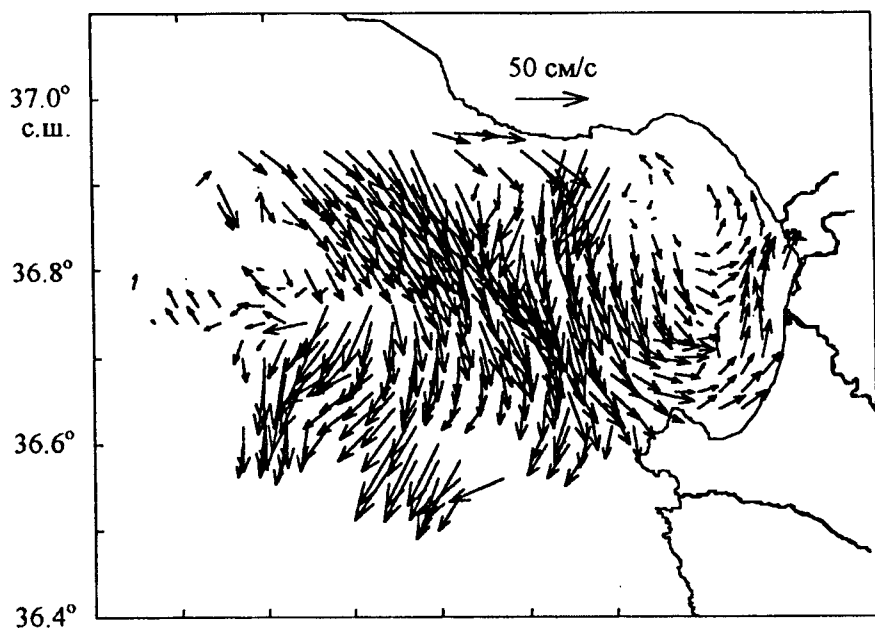
Радиальные скорости, измеренные каждой радарной станцией, использовались сотрудниками *Naval Postgraduate School* (г. Монтерей, Калифорния, США) для построения двумерных карт поверхностных течений с помощью стандартного метода [15]. Эти результаты были нам любезно предоставлены проф. А.Д. Кирваном (университет штата Делавэр, США).



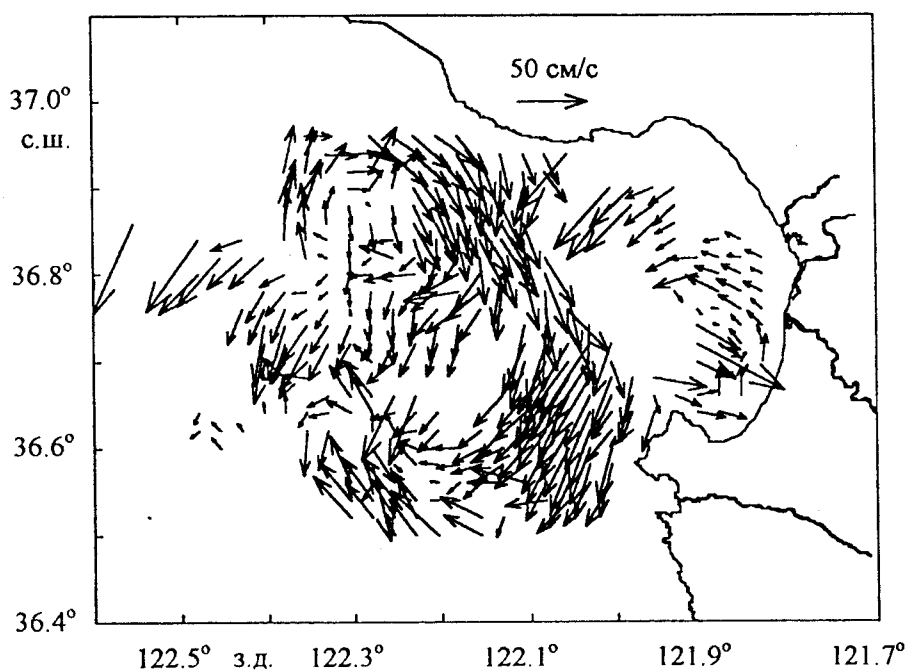
Р и с. 2. Распределение измерений по снимкам на радарном полигоне в Монтерейском заливе в августе 1994 г.

В своем распоряжении мы имели 360 радарных снимков, содержащих различное количество измерений и выполненных с различной степенью точности. На рис. 2 показано распределение количества измерений по снимкам в августе 1994 г. Здесь хорошо видны периоды, когда покрытие радарного полигона измерениями было очень плохим. Такие пропуски в данных наблюдались, например, с 15 по 17 августа, когда количество точек с измерениями было существенно меньше 150 для каждого из радарных снимков.

В целом качество радарных снимков также было разное, и хорошие снимки, для которых отношение шум/сигнал было небольшим (рис. 3, а) и структура восстанавливаемого сигнала угадывалась визуально, чередовались со снимками, подобными рис. 3, б, где вклад шума явно доминировал.



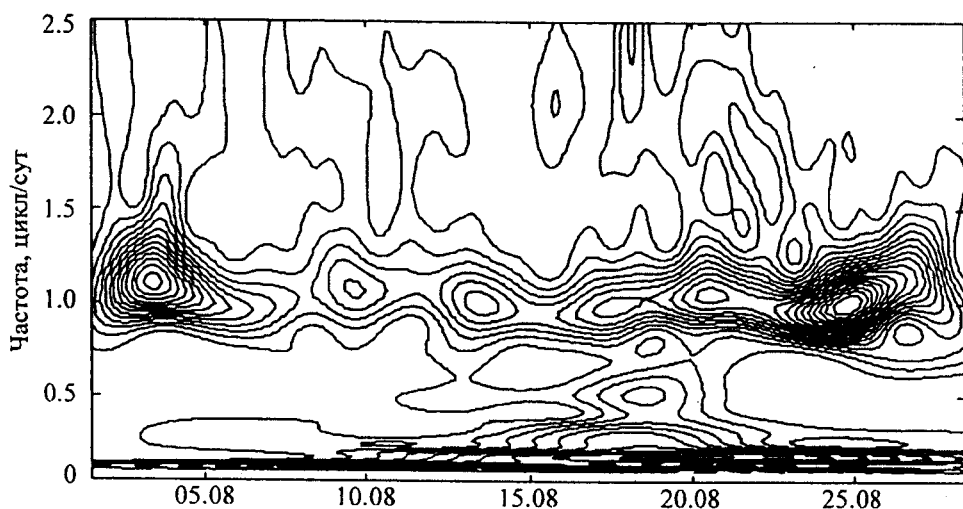
а



б

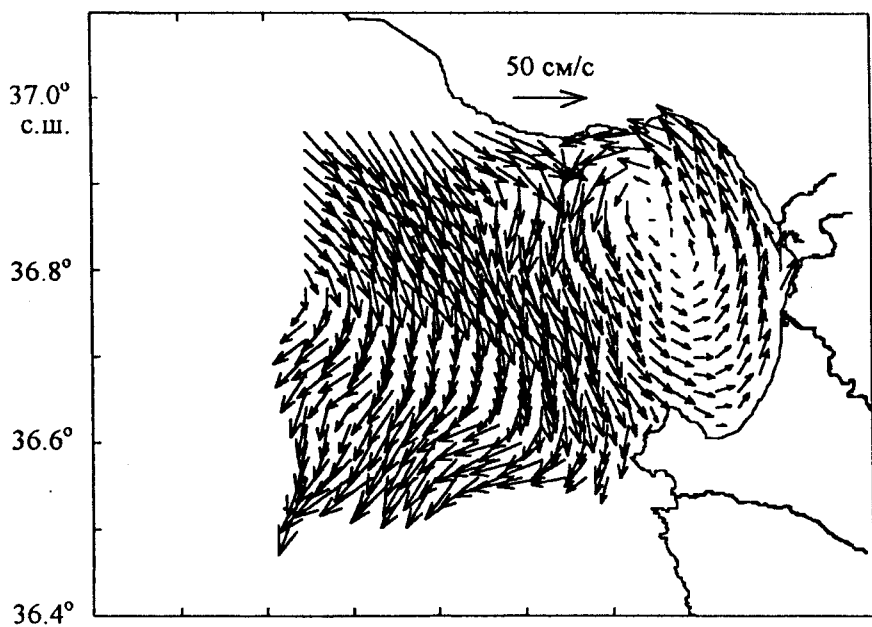
Р и с. 3. Радарные измерения в 1 ч 9 августа 1994 г. (а) и в 21 ч 11 августа 1994 г. (б)

4. Практическое приложение. Для того, чтобы иметь некоторое предварительное представление о масштабах процессов, протекающих в районе исследования, мы выбрали на радарном полигоне точку А (рис. 1), где ряд измеренных скоростей течений имел минимальные пропуски, продолжительностью не более 6 ч, которые могли быть заполнены линейной интерполяцией. Затем к этой серии наблюдений было применено вейвлет-преобразование. Использовался комплексный базис на основе вейвлета Морле шестого порядка [16]. Проекция соответствующих коэффициентов на плоскость, позволяющая проследить изменение интенсивности амплитуд вейвлет-преобразования сигнала на разных частотах и во времени, изображена на рис. 4. Ее анализ показывает, что циркуляция имеет квазипериодический характер с доминирующим периодом $T_2 \approx 24$ ч. Этот период меняется с течением времени от 20 ч (инерционные колебания) до 25,8 ч (приливная составляющая O_1). Наблюдаются также слабые полусуточные (приливные) колебания ($T_3 \sim 12$ ч) и низкочастотная изменчивость с характерным временным масштабом $T_1 \sim 5 - 7$ сут, обусловленная, по-видимому, синоптическим атмосферным воздействием.

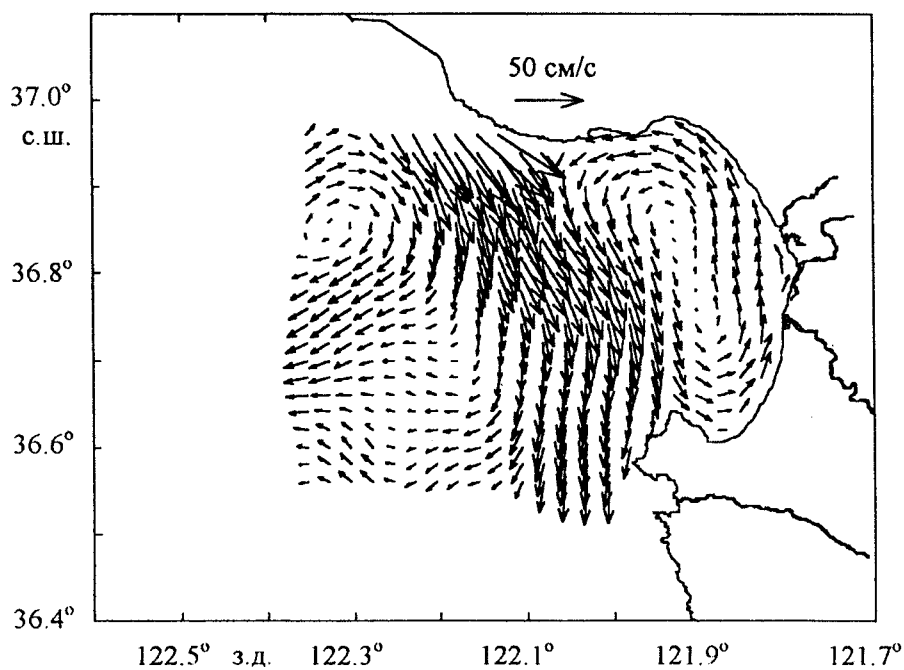


Р и с. 4. Вейвлет-периодограмма кинетической энергии циркуляции, рассчитанной по данным радарных измерений в точке А Монтерейского залива (см. рис. 1) в августе 1994 г.

Радарные съемки, где количество измерений превышало 300, были обработаны с помощью метода, изложенного в п. 2.1. Мы ввели фиктивную границу G'' (штриховая линия на рис. 1). Наши расчеты показали, что оценки, полученные в области S' , слабо меняются при дальнейшем расширении области S' .



а



б

Р и с. 5. Реконструкция поверхностной циркуляции по данным радарных измерений в 1 ч 9 августа 1994 г. (а) и в 21 ч 11 августа 1994 г. (б)

Рис. 5 показывает типичные результаты реконструкции циркуляции по радарным измерениям, в данном случае они соответствуют представленным ранее на рис. 4. Оптимальное количество мод, используемых в разложении (12), было найдено $K_{\text{опт}} = 58$, $M_{\text{опт}} = 40$ для снимка на рис. 3, а и $K_{\text{опт}} = 14$, $M_{\text{опт}} = 5$ для снимка, изображенного на рис. 3, б. Оценка среднеквадратичной ошибки, сделанная по формуле

$$\chi = \sum_{p=1}^P [(u_p^o - u_{KM})^2 + (v_p^o - v_{KM})^2] / \sum_{p=1}^P [(u_p^o)^2 + (v_p^o)^2], \quad (17)$$

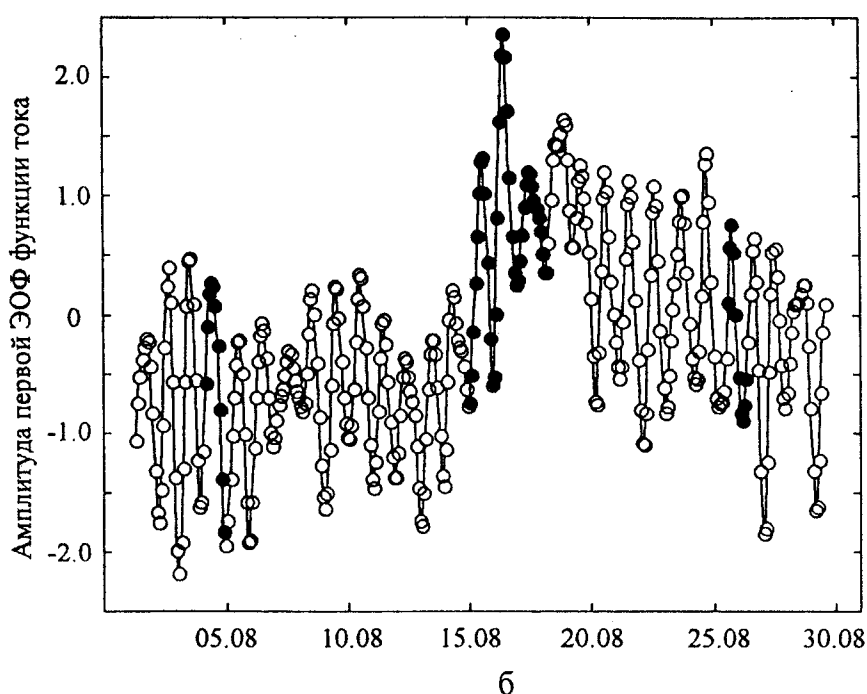
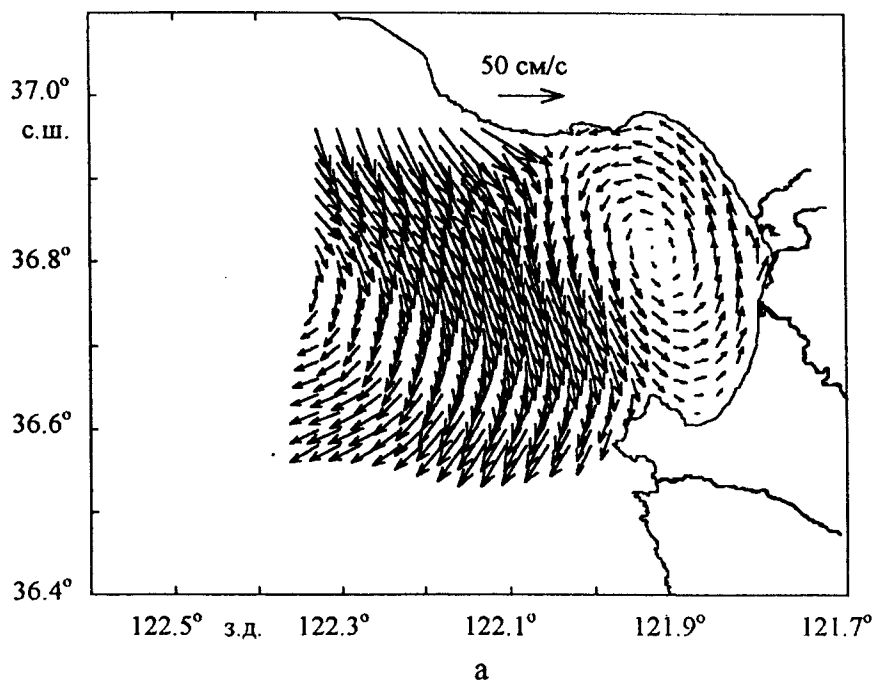
составила 0,09 для первого снимка и 0,36 для второго, что подтверждает нашу априорную гипотезу о качестве представленных измерений.

Мы считали, что радарные измерения содержали временные пропуски с 3 до 21 ч 4 августа ($\Delta t_1 \approx 18$ ч), с 3 ч 15 августа до 21 ч 17 августа ($\Delta t_2 \approx 3$ сут) и с 15 ч 25 августа до 7 ч 26 августа ($\Delta t_3 \approx 16$ ч), так как в эти периоды число измерений не превышало 200 для каждого из снимков. Априори мы можем предполагать, что при заполнении таких пропусков часть информации о циркуляции будет потеряна, учитывая их максимальную продолжительность и те масштабы изменчивости гидродинамических процессов, которые показал вейвлет-анализ. Действительно, для полусуточных колебаний отношение $\Delta t_2 / T_3 \sim 6$, поэтому если полусуточный прилив проявляет свойства случайного процесса, предсказать его характеристики с помощью линейной регрессионной модели (15), (16) невозможно [17], и он будет отфильтрован при восстановлении циркуляции на отрезке Δt_2 .

Другая проблема — это необходимость восстанавливать большое количество спектральных коэффициентов (число степеней свободы) в разложениях (15) и (16), что ведет к появлению больших погрешностей в оцениваемых скоростях течений. Чтобы избежать этого, мы предлагаем использовать следующий подход.

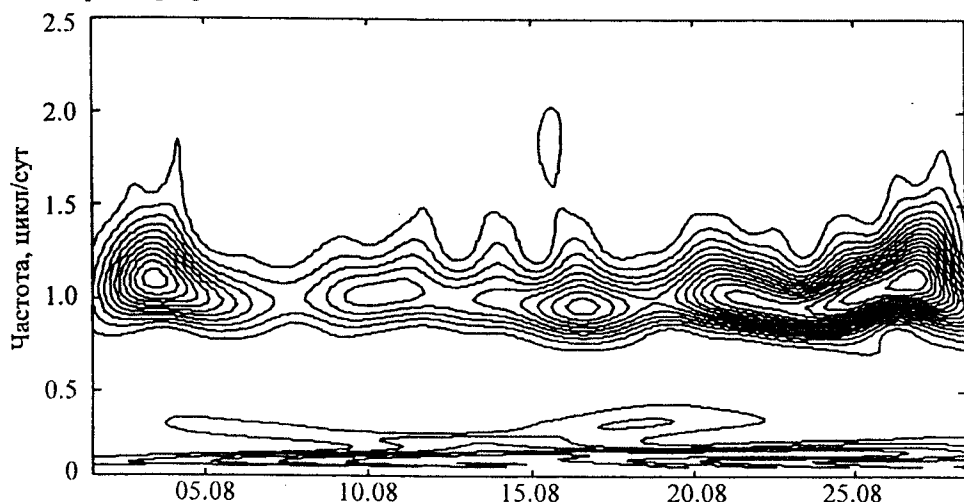
С применением метода из [18] эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) были рассчитаны по реконструированным полям функции тока и потенциала скорости отдельно для временных интервалов с 1 по 15 августа и с 17 по 30 августа 1994 г. Первые пять ЭОФ для функции тока и первые три ЭОФ для потенциала скорости, характеризующие около 96 и 84% энергии соответствующих полей течений, были устойчивыми к изменению длины выборок, используемых для их расчета, т.е. пространственная структура ЭОФ и их амплитуды практически не менялись, если мы объединяли оба временных интервала в одну выборку. Естественно, что структура ЭОФ более высокого порядка была уже чувствительна к длине выборки.

Слабая чувствительность первых ЭОФ к длине выборки позволила предположить, что они могут быть использованы и для аппроксимации циркуляции внутри трехдневного интервала пропуска в данных. Это позволило резко сократить число спектральных коэффициентов, оцениваемых по модели (15), (16). Используя такой подход, мы оценили амплитуды первых пяти ЭОФ для функции тока и первых трех ЭОФ для потенциала скорости, а затем заполнили все временные пропуски в радарных рядах измерений.



Р и с. 6. Пространственная структура первой эмпирической моды для функции тока (а) и эволюция амплитуды этой моды (б) (белые и черные кружки обозначают соответственно амплитуды, рассчитанные непосредственно по данным радарных измерений и восстановленные по модели (15))

Как пример на рис. 6 представлены пространственная структура первой ЭОФ для функции тока и кривая эволюции амплитуды этой моды. Первая ЭОФ для функции тока характеризует примерно 76 % кинетической энергии циркуляции и представляет собой комбинацию относительно слабого круговорота в заливе и более интенсивной струи вдоль Калифорнийского побережья (рис. 6, а). Низкочастотная изменчивость в поведении амплитуды первой ЭОФ была вызвана, по-видимому, ветровым воздействием. Интенсивные колебания амплитуды с суточным периодом могут быть обусловлены бризовыми ветрами [15].



Р и с. 7. Вейвлет-периодограмма кинетической энергии циркуляции, реконструированной в точке А Монтерейского залива (см. рис. 1)

Вейвлет-анализ реконструированной циркуляции показал, что основные периоды изменчивости восстановлены вполне удовлетворительно, включая эволюцию частоты колебаний в окрестности суточного цикла. Это подтверждается рис. 7, где дана периодограмма для реконструированной скорости течений в точке А. Сравнивая этот рисунок с рис. 4, мы также можем заметить, что полусуточные колебания практически не дают вклада в реконструированный сигнал, что позволяет предположить стохастический характер полусуточных приливов в Монтерейском заливе.

5. Выводы. Анализ радарных измерений скоростей течений в Монтерейском заливе, выполненных в августе 1994 г., показал, что теоретический подход, разработанный в разд. 2, является достаточно эффективным при реконструкции мезомасштабной поверхностной циркуляции по высокочастотным радарным измерениям. Он позволяет эффективно фильтровать шумы в данных и заполнять пространственные и временные пропуски в рядах радарных измерений. Очень важно подчеркнуть, что в математической модели реконструкции используется процедура регуляризации, не требующая априорных сведений о статистике шумов, искажающих радарные измерения. Это позволяет устранить произвол в определении порядка регрессионной модели и отобрать оптимальное решение из ансамбля всех возможных решений, соответствующих измере-

ниям, если используется среднеквадратичный критерий для оценки качества реконструкции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gill A.E. Atmosphere — Ocean Dynamics. — N.Y.: Academic Press, 1982. — 662 p.
2. Paduan J.D., Graber H.C. Introduction to high-frequency radar: reality and myth // Oceanogr. — 1997. — 10, №2. — P. 36–39.
3. Crombie D.D. Doppler spectrum of sea echo at 14.56 Mc/s // Nature. — 1995. — 175. — P. 681–682.
4. Дистанционное зондирование в метеорологии, океанографии и гидрологии // Под ред. А.П. Крэкнелла. — М.: Мир, 1984. — 535 с.
5. Chapman R.D., Shay L.K., Graber H.C. et al. On the accuracy of HF radar surface current measurements: inter-comparisons with ship-based sensors // J. Geophys. Res. — 1997. — 102, № C8. — P. 18737–18748.
6. Graber H.C., Haus B.K., Chapman R.D. et al. HF radar comparisons with moored estimates of current speed and direction: expected differences and implications // Ibid. — P. 18749–18766.
7. Ivanov L.M., Melnichenko O.V. Nowcast of surface currents from blending HF-radar observations: inverse model, application to Monterey Bay // Proc. 2002 IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Simp. — Canada, Montreal, 2002. — II. — P. 615–618.
8. Ivanov L.M., Melnichenko O.V. HF radar detection of submesoscale spiral eddies in Monterey Bay // Ibid. — France, Toulouse, 2003. — IV. — P. 2682–2684.
9. Морс Ф.М., Фейсбах Г. Методы теоретической физики. Т.1. — М.: Мир, 1958. — 567 с.
10. Ereemeev V.N., Ivanov L.M., Kirwan A.D. Reconstruction of oceanic flow characteristics from quasi-lagrangian data. 1. Approach and mathematical methods // J. Geophys. Res. — 1992. — 97, № C6. — P. 9733–9742.
11. Chu P.C., Ivanov L.M., Korzhova T.P. et al. Analysis of sparse and noisy ocean current data using flow decomposition. Part 1: Theory // J. Atm. Ocean. Tech. — 2003. — 20. — P. 478–491.
12. Chu P.C., Ivanov L.M., Korzhova T.P. et al. Analysis of sparse and noisy ocean current data using flow decomposition. Part 2: Application to Eulerian and Lagrangian data // Ibid. — P. 492–512.
13. Владимиров В.С. Уравнения математической физики. — М.: Наука, 1981. — 512 с.
14. Вапник В.Н. Восстановление зависимостей по эмпирическим данным. — М.: Наука, 1979. — 447 с.
15. Paduan J.D., Rosenfeld L.K. Remotely sensed surface currents in Monterey Bay from shore-based HF radar (Coastal Ocean Dynamics Application Radar) // J. Geophys. Res. — 1996. — 101, № C 9. — P. 20669–20686.
16. Дремин И.М., Иванов В.О., Нечитайло В.А. Вейвлеты и их применение // Успехи физических наук. — 2001. — 171, № 5. — С. 465–501.
17. Кравцов Ю.А. Фундаментальные и практические пределы предсказуемости // Пределы предсказуемости. — М.: ЦентрКом, 1997. — С. 170–200.
18. Багров Н.А. Естественные составляющие малых выборок при большом числе параметров // Метеорология и гидрология. — 1978. — № 12. — С. 5–14.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 18.11.03
После доработки 12.01.04

ABSTRACT New method of calculating surface current velocities using HF radar measurements is proposed. The method is based on representing the velocity field by two scalar potentials, their expansion into series according to the basic functions and estimating the expansion coefficients using radar measurements as a solution of corresponding variational problems. Incorrectness in estimating the expansion coefficients is eliminated by a regularization procedure based on the information theory. The proposed algorithm permits to fill spatial and temporal gaps in the radar measurements. The method is illustrated by the example of calculating meso-scale and sub-mesoscale (10–50 km) surface currents in the Monterey Bay (California, USA) using the data of radar measurements carried out in August, 1994.