

***) АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА В ПРИБРЕЖНЫХ ЗОНАХ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

Введение

Изучение топографии морского дна, особенно в шельфовой зоне, имеет важное практическое значение [1-5,7]. Традиционные методы измерения подводного рельефа с помощью эхолотных промеров глубины позволяют определять топографию дна лишь на ограниченных участках. Кроме того, в прибрежной зоне эти методы часто оказываются малоэффективными вследствие гидродинамических перемещений осадков [5,22,23]. В связи с этим необходимо развитие новых оперативных методов определения рельефа дна в прибрежных зонах морей и океанов на больших площадях [2,3]. Решение этой проблемы возможно с использованием дистанционных средств, регистрирующих различные эффекты на поверхности моря [1-4,9-12,20].

Современная классическая физическая океанография не дает оснований утверждать, что существует прямая связь морской поверхности с рельефом дна. Обычно предполагается, что иногда наблюдаемое сходство поверхностных аномалий (в том числе и температурных) с рельефом дна является иллюзией [5-8,12,16-18,22,23].

Приводимые ниже оценки показывают, что дно само по себе (в частности, его рельеф) может проявляться на поверхности только для достаточно длинных волн. Дисперсионное соотношение для гравитационных волн на поверхности жидкости имеет вид [6,7]

$$\omega = [gkth(kH)]^{1/2}, \quad (1)$$

где ω - частота; g - ускорение земного тяготения; $k=2\pi/\lambda$ - волновое число; λ - длина волны; H - глубина жидкости.

Соотношение (1) свидетельствует, что фазовая скорость волн $C=\omega/k$ зависит от глубины H и волнового числа k . На глубокой воде ($kH \gg 1$) фазовая скорость не зависит от глубины (волны "не чувствуют" дна) $C=(g/k)^{1/2}$. На мелкой воде ($kH \ll 1$) она определяется выражением $C=(gH)^{1/2}$. Иными словами, чем короче волны, тем меньше должна быть глубина, оказывающая влияние на поверхностные волны.

По более точным оценкам дно будет оказывать заметное влияние на волны при $kH \leq 2\pi/3$ или при $H < \lambda/3$. Например, для волн дециметрового диапазона $\lambda \approx 15$ см глубина H должна быть менее 5 см, что, очевидно, не представляет интереса для океанологических приложений. Заметим, что учет поверхностного натяжения для коротких (гравитационно-капиллярных) волн незначительно меняет эти оценки. Для волн с длиной $\lambda=50$ м глубина H должна быть менее 50 м.

Классическим примером влияния рельефа дна на морскую поверхность является рефракция волн при их подходе к берегу, наблюдаемая невооруженным глазом. Прямое влияние дна на достаточно короткие волны в натуральных условиях практически отсутствует; а восстановление рельефа дна по его проявлению на поверхности даже для достаточно длинных волн является далеко не тривиальной задачей.

Однако некоторые любопытные наблюдения последних лет побудили пересмотреть это общепринятое мнение.

*) В книге "Аэрокосмические информационные системы", т.2, "Научные основы создания и применения аэрокосмических систем наблюдения Земли", под ред. Бондура В.Г., Савина А.И., М.: Наука, 2000, 496с.

1. Наблюдения рельефа дна и попытки интерпретации их результатов

В литературе описываются случаи, когда изменчивость состояния морской поверхности, регистрируемая на оптических и радиолокационных изображениях в прибрежных районах, коррелирует с рельефом дна [9,10,13,21,25]. Это позволяет с оптимизмом отнестись к методам дистанционного определения глубины моря на больших площадях.

К сообщениям космонавтов о том, что они наблюдали “подводные горы” (т.е. крупномасштабные неоднородности рельефа), находящиеся на глубине нескольких километров [10,12,13], в первое время относились скептически.

Впервые рельеф дна увидел американский астронавт Гордон Купер с борта космического корабля “Джемини-5” и российские космонавты А.Г. Николаев и В.И. Севастьянов с борта “Союза-9” [10]. Оказалось, что из космоса хорошо просматривается рельеф дна в прибрежных районах, продолжения русел рек, подводные горные хребты и отмели в морях и океанах. С космического корабля “Союз” было видно, как постепенно уступами опускается в океан Южно-Американский континент, террасами уходит в глубину озеро Иссык-Куль, а в районе Сочи у мыса Адлер дно Черного моря плавно понижается по мере удаления от берега [10,13].

В июне 1975г. космонавты П.И. Климук и В.И. Севастьянов с борта орбитальной станции “Салют-4” “заглянули” под воду Атлантического океана. От острова Ньюфаундленд до Канарских островов хорошо были видны океанические течения и дно в районе мелей. Вдоль европейских берегов Средиземного моря под водой просматривались шельф и продолжение рельефа континента. Такую же картину они наблюдали и у восточного берега Южной Америки, где различались три террасы, уходящие в глубь Атлантики [10-13].

Настойчивые сообщения космонавтов о наблюдении морского дна обратили на себя внимание исследователей [10]. С точки зрения современной физики, толща вод в несколько сот метров непрозрачна для света и через нее нельзя видеть даже освещенные подводные объекты. Учитывая маскирующее влияние дымки и рассеивающий эффект поверхности океана, можно сделать вывод, что предельная глубина видимости рельефа дна из космоса для самых чистых вод океана не превышает 10-20 м [10,14]. Отсюда следует, что увидеть из космоса сами подводные горы и хребты, вершины которых находятся на глубине даже сотен метров, практически невозможно. Что же тогда видели космонавты?

На основании анализа результатов наблюдений в работах [10,11,13] предполагается, что космонавты могли наблюдать только контрасты яркостей, вызванные излучением, сформированным толщей воды и поверхностью океана. Относительно этих контрастов пока имеются лишь гипотезы, которые состоят в следующем [10-12]. Космонавты могли видеть не сами подводные горы и хребты, а спектральные или яркостные контрасты, созданные локальными, связанными с рельефом дна, повышенными концентрациями или вспышками цветения фитопланктона [10,11]. Над резко выраженными формами рельефа дна космонавты могут видеть яркостные контрасты, связанные с рассеянием света на взвешенных частицах, размеры которых неравномерно распределены в пространстве [10 - 13]. Спектральные распределения частиц взвеси по размерам и концентрации зависят от структуры поля скоростей, которая в свою очередь, тесно связана с рельефом дна.

Яркостные контрасты, наблюдаемые космонавтами, могут создаваться неоднородностями в спектре поверхностного волнения, возникающими за счет модуляции последнего течениями, так или иначе связанными с рельефом дна [2-4,11,18]. Изолированные особенности дна могут сложным образом влиять на поле скоростей воды. Изменения над крупными глубокоководными возвышенностями претерпевают не только

глубинные, но и поверхностные течения. Нередко в этих районах на поверхности океана наблюдаются сликовые полосы, образованные внутренними волнами, сулой, и т.д. [15,18].

Проявление подводного рельефа на поверхности могут объяснить запрепятственные волны, возникающие в жидких средах при обтекании ими подводных препятствий [16,18]. При обтекании таких препятствий (банки или отмели) течением запрепятственные волны проявляются на свободной поверхности воды.

2. Проявление подводного рельефа на аэрокосмических изображениях

Проявление особенностей подводного рельефа на морской поверхности подтверждено с помощью радиолокационных и оптических средств дистанционного зондирования океана. На рис.1,а,в, 2,а,б и 4,а,б приведены примеры радиолокационных изображений морской поверхности с проявлениями топографических особенностей дна. Эти изображения получены в различных районах с помощью радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА) космического аппарата “Алмаз-1” (длина волны 9,6 см, разрешение 10 м, поляризация горизонтальная) [2,9,10].

На рис.1,а приведено радиолокационное изображение участка шельфа Северного моря, полученное 29.07.1991 г., время 15.39 03 GMT [26].

Этот мелководный участок шельфа Великобритании с глубинами 20-40 м покрыт песчаными банками различной формы и размеров. Время съемки приходится на среднюю фазу отлива, волнение на море 2-3 балла, приливное течение направлено из Северного моря в пролив Ла-Манш. Северо-восточный ветер визуализируется на изображении в виде тонких длинных полос, расположенных под некоторым углом к широким полосам более яркой засветки (более сильный отраженный радиосигнал).

Сравнение радиолокационного изображения шельфа с батиметрической картой этого же района (рис.1,б) демонстрирует практически полное совпадение вплоть до мельчайших деталей неровностей дна с проявлением поверхностных эффектов в сигналах радиолокатора [26].

На рис.1,в в качестве примера приведено радиолокационное изображение мелководных участков Северного моря (Гельголандская бухта), полученное с космического аппарата “Алмаз-1”. Дата съемки 29.06.1991 г., время 09.31 38 GMT, дальность 380 км, угол визирования 39 град., координаты центра кадра 54 град. 00 мин с.ш., 8 град. 30 мин в.д.) [26]. Время съемки приходится на заключительную фазу отлива (за один час до наступления малой воды). На этом радиолокационном изображении хорошо заметен древовидный рисунок полос более сильного отраженного радиосигнала. Сравнение с батиметрическими картами этого района позволило установить, что на приведенном радиолокационном изображении видны усыхающие во время отлива участки бухты (дающие более слабый отраженный от водной поверхности сигнал) и разветвленная структура потоков воды с ветровым волнением (дающая более сильный отраженный сигнал).

На рис.1,г приведена составленная по этому изображению схема дешифрирования. На РСА-изображении в пределах акватории четко фиксируются истинные плановые очертания многочисленных долинообразных понижений, имеющих в плане очень сложный дендровидный рисунок, который "выклинивается" вблизи береговой линии.

Полученные на радиолокационном изображении очертания мелеющих в результате отлива прибрежных участков акватории в основном совпадают с картой этого района и дополняют ее в деталях [26].

На радиолокационном изображении, приведенном на рис.2,а, снята акватория шельфа Южной Африки вблизи мыса Дрейкер к западу от Кейптауна. На этом

изображении наблюдаются внутренние волны, которые возбуждаются приливом у края материкового склона. На крутом, изрезанном континентальном склоне можно наблюдать внутренние отражения приливной волны от различных элементов рельефа и приводящих к возбуждению внутренних волн. Явно проявляются эффекты наложения внутренних волн, распространяющихся от разных мест генерации. Видимые на изображении две системы внутренних волн, наложенных друг на друга повторяют очертания изобат.

На радиолокационном изображении Охотского моря, приведенном на рис.2,б, к северу от острова Уруп наблюдаются две системы внутренних волн. Одна из них ориентирована вдоль изобат, параллельных основанию о. Уруп, а вторая привязана к изобатам подводного основания острова Броутона, расположенного в 20 милях к северо-востоку от угла изображения.

Анализ показал, что на радиолокационных изображениях наблюдаются внутренние волны, линейные и более сложные аномалии, обусловленные проявлением таких деталей подводного рельефа, как контуры банок, мелей, подводных впадин и каньонов, а в отдельных случаях профиль и крутизна морского дна. Иногда проявляются глубоководные горы и впадины.

Аналогичные проявления наблюдаются и на оптических изображениях [1-2,20], полученных с самолетов и вертолетов. Примеры оптических изображений морской поверхности с проявлением орографических особенностей дна, полученных с помощью оптического и фотографической аппаратуры сканера приведены на рис.3,а,б,в,г,д [1,2,20].

Съемка черноморского побережья Крыма у мыса Сарыч (см. рис.3,а) проведена в районе резкого свала глубин, где на интервале равном приблизительно 1 км глубина моря изменяется от 50 до 1000 м. На полученном сканерном изображении морской поверхности (разрешение ~ 1 м) этому участку резкого увеличения глубины соответствуют аномальные полосы повышенной яркости, вытянутые вдоль склона впадины. Кроме того, на этом изображении наблюдается явление рефракции волн.

Аналогичные эффекты наблюдаются на фотоизображении, полученном с самолета (разрешение $\sim 1,5$ м), в районе мыса Чауда (рис.3,а). На рис.3.б,в,г приведены фотоизображения морской поверхности, снятые с борта вертолета у побережья Крымского полуострова в районе мыса Меганом. В области резкого увеличения глубины, топографические особенности дна проявляются на этих изображениях в виде пакета длиннопериодных волн, располагающихся вдоль границы впадины.

Анализ оптических изображений показывает, что на них наблюдаются внутренние волны, линейные и более сложные по форме образования, а также явления рефракции, обусловленные проявлением подводного рельефа.

3. Теоретические исследования явления

Попытки теоретического исследования явления поверхностного проявления рельефа дна на глубинах в несколько километров были предприняты совсем недавно [9,18,19,24]. В работе [9] предложен эффективный гидродинамический механизм передачи крупномасштабных возмущений (порядка 100 км) со дна на поверхность. Эта теория требует учета стратификации, вращения Земли и β -эффекта. Существенную роль в данной теории играют пограничные слои у дна и поверхности, между которыми, как оказалось, возможен эффективный перенос возмущений от дна к поверхности. Однако эта теория, априори предполагающая крупномасштабность движений (на которые оказывает влияние вращение Земли), не может описать отображение рельефа дна на поверхности мелкомасштабными (короткими) волнами.

Короткие поверхностные волны могут эффективно трансформироваться поверхностными течениями со скоростями порядка групповой скорости волн

(минимальное значение групповой скорости для капиллярно-гравитационных волн на воде составляет 17,9 см/с и достигается при длине волны 4,39 см) [18].

При горизонтально-неоднородном течении это может приводить к возникновению полос и пятен ряби, причем рябь возникает там, где течения наиболее сильны [18]. Этот факт можно использовать для качественного исследования очертаний (но не самих глубин) подводного рельефа. Так, на обширных участках мелководного шельфа с сильными приливными течениями полосы ряби могут располагаться над наиболее глубоководными участками дна, довольно точно повторяя на поверхности очертания подводного рельефа в результате взаимодействия с наиболее интенсивными струями течений, следующими по подводным руслам [2,11]. Для этого нужно, чтобы легкий ветер дул навстречу течению. При этом над мелководными участками рябь не образуется, так как течения там слабы и могут быть даже направлены по ветру. По мере повышения приливного уровня контраст достигает максимума, а затем ослабевает. Имеются свидетельства, что в одну и ту же фазу прилива на поверхности возникает один и тот же рисунок из полос ряби, отображающий очертания подводного рельефа [18].

4. Методы определения рельефа дна по эффектам на поверхности

В настоящее время предложены различные методы дистанционного определения рельефа дна в прибрежной зоне, в том числе основанные на эффектах трансформации поверхностных волн в поле неоднородных течений, обтекающих неровности рельефа дна, на эффекте рефракции поверхностных гравитационных волн и на использовании дисперсионных соотношений.

Первый метод связан с трансформацией ветрового волнения в поле неоднородного обтекания неровностей дна [2,8,19,24]. Основной поток может вызываться, к примеру, приливами и отливами, а неровности дна приводят к его модуляции, что и вызывает изменчивость поверхностного волнения. При этом неровности рельефа дна могут отображаться в поверхностном волнении при глубине моря в несколько сот метров.

Трансформация поверхностного волнения в поле неоднородных течений рассматривалась в основном для случая одномерно-неоднородных течений. В этом случае задача аналогична трансформации поверхностного волнения в поле внутренних волн. Наиболее распространено исследование трансформации поверхностного волнения на основе кинетического уравнения для спектральной плотности волнового действия поверхностных волн [7]. В рамках этого подхода можно рассчитать трансформацию широкого спектра поверхностного волнения и учесть воздействие на поверхностное волнение ветра и эффектов диссипации. Вместе с тем такой подход не позволяет учитывать интерференцию поверхностных волн, которая может играть значительную роль в формировании аномалий для длинных квазимонохроматических поверхностных волн, особенно в случае двумерно-неоднородного течения.

Другой подход к исследованию трансформации поверхностных волн на неоднородном течении на основе уравнения для комплексной амплитуды поверхностных волн предлагается в [24]. В предположении, что длина трансформируемых течением поверхностных волн много меньше характерных масштабов неоднородности течения \bar{U} , на основании этого подхода можно рассчитать временную эволюцию поля поверхностных волн над неровностями дна различного вида. Проведены расчеты изменчивости амплитуды поверхностных волн над возвышением дна, имеющего вид отдельной горы (случай двумерно-неоднородного течения) и над возвышением типа хребта, обтекаемыми однородным вдали от них потоком. Для подтверждения теоретических оценок проведены лабораторные эксперименты в бассейне по изучению изменения амплитуды

поверхностных волн на локализованном двумерно-неоднородном возмущении потока, показавшие хорошее совпадение с результатами теоретических расчетов [24].

Второй метод дистанционного определения рельефа дна основывается на явлениях рефракции поверхностных волн. Эффекты рефракции поверхностных гравитационных волн в прибрежной зоне описываются уравнением переноса для пространственного спектра волн $\Psi = \Psi(\bar{k}, \bar{x}, t)$, где $(\bar{k} = (k_1, k_2))$ двумерный волновой вектор, $\bar{x} = (x_1, x_2)$ - горизонтальные координаты [18,19]

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} + \frac{\partial \Psi}{\partial x_\alpha} \frac{\partial \omega}{\partial k_\alpha} - \frac{\partial \Psi}{\partial k_\alpha} \frac{\partial \omega}{\partial x_\alpha} = Q_0, \quad \alpha = 1, 2. \quad (2)$$

Здесь $\omega = \omega(k, \bar{x})$ линейное дисперсионное соотношение гравитационных поверхностных волн на конечной глубине $H = H(\bar{x})$, которая должна достаточно медленно меняться на характерной длине поверхностной волны $\lambda = 2\pi/k$, $k = |\bar{k}|$; $Q_0 = Q_0(\Psi)$ - функция источника, описывающая нелинейные взаимодействия в спектре гравитационных волн на конечной глубине H .

При заданном рельефе дна $H(\bar{x})$ уравнение (2) определяет рефракцию спектра поверхностных волн Ψ в прибрежной зоне при известном значении спектра $\Psi = \Psi_\infty$ на глубокой волне. Тогда задачу определения рельефа дна $H(\bar{x})$ по уравнению (2) и наблюдаемым значениям спектра волн в прибрежной зоне $\Psi(\bar{k}, \bar{x}, t)$ можно рассматривать как обратную задачу теории рефракции волн в прибрежной зоне.

Эта обратная задача допускает существенные упрощения, если ее применять к волнам зыби, приходящим в прибрежную зону после каждого шторма. Из-за малого уровня нелинейности волн зыби в уравнении переноса можно пренебречь функцией $Q_0(\Psi)$, описывающей нелинейные взаимодействия в их спектре. Кроме того, спектр зыби $\Psi(\bar{k})$ допустимо считать узкополосным, т.е. концентрирующимся в малой окрестности $\Delta \bar{k}$ спектрального максимума $\bar{k}_m (\Delta k/k_m \ll 1)$.

В этом случае из уравнения (2) после его интегрирования по \bar{k} получается следующее уравнение для интегральной энергии волн $E = \int \Psi(\bar{k}) d\bar{k}$:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left[\frac{\partial \omega(k_m)}{\partial k_m \alpha} \right] = 0. \quad (3)$$

В стационарном случае, обычно имеющем место в натуральных ситуациях трансформации зыби в прибрежной зоне, это уравнение принимает вид

$$\frac{\partial}{\partial x_1} \left[\frac{\partial \omega(k_m)}{\partial k_m} \frac{k_{1m}}{k_m} e \right] + \frac{\partial}{\partial x_2} \left[\frac{\partial \omega(k_m)}{\partial k_m} \frac{k_{2m}}{k_m} e \right] = 0,$$

где

$$\frac{\partial \omega(k_m)}{\partial k_m} = \frac{1}{2} \left[g k_m \operatorname{th}(k_m H) \right]^{-1/2} \left[\operatorname{th}(k_m H) + (k_m H) \operatorname{sh}^{-2}(k_m H) \right]. \quad (4)$$

Уравнением (4) можно воспользоваться для определения рельефа дна в прибрежной зоне $H(\bar{x})$ по данным о зависимостях

$$\bar{k}_m = \bar{k}_m(\bar{x}), \quad E = E(\bar{x}). \quad (5)$$

Экспериментальные данные вида (5) могут быть получены с помощью дистанционного метода измерений пространственных спектров поверхностных волн $\Psi(\bar{k})$, по которым можно непосредственно определить \bar{k}_m и E [1-3,20].

Третий метод определения рельефа дна в прибрежной зоне не требует информации о пространственных спектрах волн на прибрежной акватории, а использует только дисперсионное соотношение типа (1) для волн на конечной глубине.

Дисперсионным соотношением (1) можно воспользоваться для определения рельефа дна $H(\vec{x})$ в прибрежной зоне по результатам кратковременной видеосъемки заданного участка прибрежной зоны с вертолета. На отдельных кадрах такой видеосъемки визуально хорошо различаются гребни волн, изображенные на рис.5 сплошными линиями. По расстоянию между гребнями (по нормали к ним) может быть определена длина λ визуально наблюдаемых волн. При сопоставлении двух кадров, разделенных малым временным интервалом Δt , могут быть определены значения смещения $\Delta \lambda$ гребней волн на этих кадрах и тем самым - вычислены значения фазовой скорости $C_\lambda = \Delta \lambda / \Delta t$ в выбранных точках прибрежной акватории.

Наиболее простая интерпретация данных о λ и C_λ имеет место в том случае, когда в прибрежную зону приходят с глубокого моря волны зыби. Эти волны характеризуются очень узким спектром и малым уровнем нелинейности волн. В силу первого обстоятельства их можно моделировать монохроматическими волнами, для которых расстояние между гребнями видимых волн λ связано с их волновым числом k_m соотношением $\lambda = 2\pi/k_m$.

В силу малого уровня нелинейности волн зыби для них можно пренебречь нелинейными поправками к дисперсионному соотношению (1), во всяком случае на основной части прибрежной акватории до зоны обрушения волн.

В данном случае дисперсионное соотношение (1) может быть непосредственно переписано в терминах наблюдаемых параметров волн C и λ :

$$C^2_\lambda = (g\lambda / 2\pi) \operatorname{th}(2\pi H/\lambda). \quad (6)$$

Из этого уравнения может быть определен рельеф дна $H(\vec{x})$ по измеренным полям $c_\lambda(\vec{x})$ и $\lambda(\vec{x})$ в прибрежной зоне.

5. Примеры определения рельефа дна по космическим изображениям

Обработка радиолокационных и оптических изображений морской поверхности с проявлениями рельефа мелководных участков шельфа показала, что с их помощью можно уточнить батиметрические карты шельфа [2,3,21,25]. В качестве примеров, демонстрирующих возможность использования данных дистанционного зондирования для уточнения батиметрических карт, рассмотрим результаты обработки радиолокационного изображения морской поверхности, полученного с помощью РСА КА "Алмаз".

На рис.4,а,б приведены два фрагмента радиолокационного изображения морской поверхности в районе пролива Карские ворота, на которых наблюдаются внутренние волны, обусловленные особенностями топографии морского дна. Подводный рельеф в районе Карских ворот отличается большой сложностью: подводные гряды чередуются с линейными понижениями, которые часто продолжают на дне основные орографические элементы прилегающей суши. Наряду с линейными формами подводного рельефа, вытянутыми в соответствии с простираем основных геологических структур, отмечаются поперечные впадины, где отметки глубин достигают 90-100 м. На крайнем юго-западе подводная терраса от Новой Земли узким крутым склоном обрывается к днищу Южно-Новоземельского желоба, глубина которого здесь достигает 200 м.

На радиолокационном изображении, приведенном на рис.4,а, выявляются следующие элементы:

1) три цуга внутренних волн в юго-западной части - наиболее яркое образование на радиолокационном изображении; границы сочленения цугов, возможно, отвечают линеаментам;

2) серия линейных элементов, тянущихся от мыса Саханина к юго-востоку, дешифрируемая в виде чередующихся темных и относительно светлых полос, частично пересекающих внутренние волны;

3) серия линейных аномалий, фиксируемых сменой светлого и темного фототонов, выделяется в северо-восточной части радиолокационного изображения и имеет, в основном северо-западную и северо-восточную ориентацию.

Радиолокационное изображение, приведенное на рис.4,б, фиксирует исключительно сложную картину, обусловленную сложной гидродинамической ситуацией в момент съемки. По осевой части пролива тянется сложная структура гидрологических фронтов, обусловленных течениями. Ближе к острову Вайгач отмечается широкое развитие разных систем внутренних волн преимущественно субширотной ориентировки. В пределах данного изображения можно выделить три основных направления вытянутости разных гидрологических объектов: северо-западное, северо-восточное и субмеридиональное. Если первое направление обусловлено подводным продолжением орографических и геологических структур островов Вайгач и Новой Земли, то наиболее четкие северо-восточные отвечают главным поперечным орографическим структурам.

Методика обработки изображений включала ряд последовательных операций. Сначала по навигационной карте масштаба 1:250 000 были составлены батиметрические карты с дискретом 10м, (рис.4,а,в). На втором этапе проводился анализ радиолокационных изображений, которые в этом районе характеризуются проявлением самых различных гидрологических явлений. Среди них можно отметить сложные пакеты внутренних волн, многочисленные фронтальные зоны, имеющие прихотливый вихревой или линейный рисунок, который подчеркивается на радиолокационных изображениях полосами различной тональности, что может быть вызвано чередованием полос с разной насыщенностью шугой и мелкими плавающими льдинами. В целом на изображениях отмечается весьма сложная пространственная картина расположения зон разной удельной эффективной поверхности рассеяния радиоволн. По методике, описанной в [21,25,26], на изображениях были выделены линеаменты, которые переносились на батиметрическую карту.

После проведения дешифрирования радиолокационных изображений наступает третий этап работ, связанных с уточнением положения изобат с учетом выявленных линеаментов. Местоположение поднятий и провалов существенно не меняется, однако ориентировка их может претерпеть изменение на 10-20°. Меняются также детали рисовки отдельных изобат или их группы. При уточнении положения изобат использовался опыт морфоструктурного анализа рельефа равнин суши, используемый в экологической геоморфологии [21,25].

С учетом результатов дешифрирования радиолокационных изображений было проведено уточнение батиметрических карт для рассматриваемых районов и нанесение на карту выделенных линеаментов. Уточнённые батиметрические карты с линеаментами для участков №1 и №2 Карских ворот приведены на рис.4,б,г.

6. Уточнение рельефа дна во Флоридском заливе. Проверка адекватности метода

Возможность уточнения батиметрии прибрежных акваторий с помощью данных дистанционного зондирования была подтверждена также при выполнении совместного Российско - Американского проекта по мониторингу Флоридского залива в рамках

деятельности Рабочей группы по окружающей среде Российско - Американской комиссии по экономическому и технологическому сотрудничеству [27,28].

Мелкие отмели Флоридского залива образовались в результате переноса и намыва отложений и послужили основой для создания сложной батиметрии залива. Наличие отмелей оказывает значительное влияние на внутреннюю циркуляцию воды во Флоридском заливе путем создания преград на пути ветров и приливных волн [28]. В настоящее время основной интерес исследователей сосредоточен на определении характерных особенностей отмелей и батиметрии Флоридского залива с целью углубления знаний о процессе переноса отложений и питательных веществ и оказания содействия в создании моделей циркуляции и качества морской воды [29, 30].

В связи с этим, применение методов дистанционного измерения морских глубин и картографирования отмелей является крайне важным для решения этих задач применительно к Флоридскому заливу.

Для изучения отмелей участка Флоридского залива (Calusa Key) с координатами 25:01:00 с.ш. - 25:06: 00 с.ш., 80:38:00 з.д. - 80:43:00 з.д. (см. рис. 6,а) были использованы следующие данные [28-31]:

российские изображения, полученные камерой КФА-1000 с долговременной орбитальной станции "Мир" (июнь 1993г.), с разрешением 8 - 10 м, (рис. 6,б) и с борта космического аппарата №Ресурс - Ф1" (1990г.) с разрешением 5 - 6 м (рис. 6,в);

российское изображение, полученное камерой КВР-1000 (январь 1989г.), с разрешением 2м (рис. 6 г);

аэрофотоизображения участка Calusa Key масштаба 1:50000, представленное Американской стороной (рис. 6,д,е);

изображение, полученное со спутника СПОТ в 1987г. с нанесенными данными измерений эхолотом, установленном на судне на воздушной подушке (рис.6,и) и результатами лидарных измерений глубин (рис. 6,к);

слои ГИС Флоридского залива с изображениями отмелей и батиметрией (рис. 6,ж,з);

батиметрическая фотокарта Геологической службы США в масштабе 1:24000 с отметками глубин в футах по сетке $1 \times 1 \text{ км}^2$, полученная в 1972г. (рис. 7 черные линии);

данные лазерного зондирования, полученные с помощью сканирующей системы SHOALS (Scanning Hydrographic Optical Airborne Lidar System), выполненные американской стороной в октябре 1996г. и февраля 1997г. [28];

измерения глубин в районе Calusa Key с помощью рейки, выполненные американскими исследователями в октябре - ноябре 1996 г., феврале и июне 1997г.

На аэрокосмических изображениях, представленных на рис. 6(б-е), отмечены участки, для которых проводились измерения глубин различными методами.

Технология работ по уточнению батиметрии Флоридского залива с использованием аэрокосмических изображений состояла в следующем:

с использованием данных батиметрической фотокарты (рис.7 черные линии) рисуются изобаты;

путем дешифрирования фотокарты выделяются участки с разными глубинами, которым соответствуют разные плотности фототона;

путем дешифрирования аэрокосмических изображений выделяются участки с различной плотностью фототона;

путем преобразования плутоновых изображений в псевдоцветные, выделяются по цвету участки, соответствующие разным глубинам;

производится уточнение положения изобат с использованием аэрокосмических изображений.

Данные батиметрической карты позволяют составить несколько вариантов построения изобат. Это связано с тем, что резервуар в центре района Calusa Key имеет ровное днище с перепадом глубин порядка одного фута. Именно это создает трудности при рисовке изобат, которые разрешались путем использования материалов аэрокосмических съемок.

Дешифрирование материалов аэрокосмической съемки в районе Calusa Key имеет свою специфику, обусловленную, в первую очередь, тем, что незначительная глубина дна в сочетании с высоким зенитным углом позволяет получить изображение донного ландшафта и использовать при дешифрировании прямые признаки: формы рельефа и типы подводной растительности. Однако, такое дешифрирование для правильной идентификации выделенных элементов требует сведений о биоценозах, которые могут быть, полученные в ходе анализа реальных объектов.

Еще один важный момент связан с тем, что на материалах аэрокосмических съемок (Рис. 6 б-е,и,к) отчетливо выделяются по типу фотоизображения два объекта: кольцеобразный риф с островами и дно внутреннего резервуара. Первый объект имеет сложную структуру фотоизображения, которая отличается устойчивостью во времени и сохраняется на материалах фотосъемок за 1972-1993г.г. Фотоизображение внутреннего резервуара отличается меньшей дифференцируемостью, что может быть связано со слабой изменчивостью поля глубин. Однако, во временном аспекте характер фотоизображений днища изменяется за счет развития подводной растительности.

Анализ материалов аэрокосмических съемок за 1972-1992г.г. (рис. 6) показал, что изменения ареалов развития водорослей достаточно велики и какой-либо устойчивости в рисунке полей с разной плотностью фототонов на дне нет. Это явилось серьезным препятствием для использования фотоизображений при уточнении батиметрии в пределах резервуара.

Известный прирост информации можно получить, используя возможности преобразования исходных полутоновых изображений с системами границ с разной плотностью фототона в псевдоцветные изображения.

С использованием описанной технологии выполнения работ составлена уточненная карта изобат района Calusa Key масштаба 1:50000, которая приведена на рис. 7 (желтые линии). Как видно из анализа рисунка 7, топография дна, полученная по аэрокосмическим изображениям, существенно уточнилась по сравнению с исходной, полученной в 1972г.

Оценка адекватности предложенного метода определения рельефа дна по аэрокосмическим изображениям проводилась путем сопоставления измерений глубин в районе Calusa Key, выполненных различными методами. Для этого на выбранной трассе участка Calusa Key, длиной около 600 м, были проведены измерения глубин контактным способом при помощи рейки, а также с помощью вертолетной лидарной системы SHOLAS и измерения с помощью эхолота, установленного на судне на воздушной подушке, выполненные американскими исследователями [28, 30, 31]. Для уточнения рельефа дна вдоль заданной трассы использовался увеличенный фрагмент аэрофотоснимка этого района, который с помощью процедуры цветового кодирования был представлен в псевдоцветах (рис. 8). Путем анализа цветовых контрастов изображения (рис. 8) и данных, полученных контактными измерениями и лидарным методом, было выделено несколько областей:

- наиболее высокая часть кольцевого рифа, очень часто осыхающая,
- часто осыхающая,
- редко осыхающая,
- практически не осыхающая.

Результаты контактных, лидарных и эхолотных измерений глубин для анализируемой трассы представлены в виде профилей на рис. 9. На этот же график

нанесены данные, уточненные по результатам обработки и анализа оптических изображений (синий цвет).

Батиметрические данные, полученные различными методами, позволяют оценить ошибки измерения глубин по аэрокосмическим изображениям относительно контактного, который принимается за эталонный. Для лидарных данных среднеквадратическая ошибка измерений составила 0,16 м, а для уточненных с помощью аэрокосмических изображений - 0,14 м.

Полученные результаты подтверждают эффективность использования аэрокосмических методов для определения рельефа дна.

Заключение

Описанные методы и приведенные примеры обработки аэрокосмических изображений прибрежных вод свидетельствует об эффективности методов дистанционного зондирования для уточнения батиметрии дна по различным проявлениям, в том числе по эффектам на поверхности.

Сопоставление результатов определения топографии дна по аэрокосмическим изображениям с измерениями контактным способом, авиационным лидаром и судовым эхолотом, проведенное во Флоридском заливе при выполнении Российско - Американского проекта, подтвердили эффективность предлагаемых аэрокосмических методов (среднеквадратическая ошибка измерений составляет ~ 0,14 м).

Для развития предлагаемых дистанционных методов измерения подводной топографии и получения аналитических соотношений для ее оценки в зависимости от глубины моря и гидрологических условий необходимо проведение дальнейшие исследования, в том числе в натуральных условиях с привлечением как дистанционных средств наблюдения морской поверхности, так и традиционных средств измерения морских глубин.

Литература

1. Бондур В.Г. Принципы построения космической системы мониторинга Земли в экологических и природно-ресурсных целях // Изв. вузов. Сер. Геодезия и аэрофотосъемка. 1995, № 2, с.14-38.
2. Бондур В. Г. Мониторинг окружающей среды. Курс лекций. Московский государственный университет геодезии и картографии. - М.: 1993, 426 с.
3. Бондур В.Г. Методы дистанционного мониторинга антропогенных воздействий на прибрежные акватории // В книге "Аэрокосмические информационные системы", т.2,"Научные основы создания и применения аэрокосмических систем наблюдения Земли", под ред. Бондура В.Г., Савина А.И., М.: Наука, 2000, 496с.
4. Бондур В.Г. Мониторинг загрязнений прибрежных акваторий. Тезисы докладов 3-й Международной конференции "Методы дистанционного зондирования и ГИС-технологии для контроля и диагностики состояния окружающей среды. - М.: Московский государственный университет геодезии и картографии. 20-23 ноября, 1996.
5. Шулейкин В.В. Физика моря. -М.: Наука, 1968, 1083 с
6. Филлипс О.М. Динамика верхнего слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980, 319с.
7. Океанология. Физика океана. Т.1: Гидрофизика океана, 456 с. Т.2: Гидродинамика океана. - М.: Наука, 1978. 456 с.
8. Монин А.С. Теоретические основы геофизической гидродинамики. - Л.: Гидрометеиздат, 1988, 424 с.
9. Shrirra V.I.,Annenkov S.Y. Manifestations of bottom topography on the ocean surface: the physical mechanism for large scales./J. Fluid Mech., 1996, V.308, p.313-340.
- 10.Лазарев А.И., Бондур В.Г., Коптев Ю.И., Савин А.И., Севастьянов В.И. Космос открывает тайны Земли. - С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1993,238с.
- 11.Соломаха В.Л.,Федоров К.Н. О возможности наблюдения глубинных форм данного рельефа океана из космоса // Исследование Земли из космоса,1983, № 6.
- 12.Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. - Л. : Гидрометеиздат, 1988 , 304 с.
- 13.Лазарев А.И., Коваленок В.В., Аваян С.В. Исследования Земли с пилотируемых космических кораблей. - Л.: Гидрометеиздат, 1987, 400 с.
- 14.Gordon H.,Mc Cluney W. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing.- Appl.Optics, 1975 ,V.14,№ 2, pp.413-416.
- 15.Perry R.,Schimre G. Large - amplitude internal waves observed off the Nothwest coast of Sumatra. - J. Geophys. Res., 1965, V.70, № 10, pp.2319-2324.
- 16.Тернер Дж. Эффекты плавучести в жидкостях. Пер. с англ.- М.: Мир,1977 , 431 с
- 17.Ламб Г. Гидродинамика. Пер. с англ.- М.- Л.: ОГИЗ ГИТТЛ, 1947, 928с.
- 18.Монин А.С., Красицкий В.П. Явления на поверхности океана. - Л.: Гидрометеиздат, 1985, 373 с.
- 19.Басович А.Я., Таланов В.И. О трансформации коротких поверхностных волн на неоднородных течениях. - Изв. АН СССР. ФАО, 1977, т.13, N°7, с.766-773.
- 20.Бондур В.Г. Оперативная дистанционная оценка состояния границы раздела атмосфера-океан по пространственным спектрам изображений // В книге "Оптико-метеорологические исследования земной атмосферы". Новосибирск, Наука, 1987, с.217-230.
- 21.Авенариус И.Г., Трещов А.А. Морфоструктурный анализ акваторий по космическим снимкам. -М: Советская геология , 1988 , № 3, с. 75-82.
- 22.Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. -М.: Наука 1972, 326 с.
- 23.Ильин А.В. Изменчивый лик глубин. -М.: Недра, 1996, 296 с.

- 24.Баханов В.В., Троицкая Ю.И. Дистанционная диагностика неоднородностей дна в области шельфа // В книге "Аэрокосмические информационные системы", т.2, "Научные основы создания и применения аэрокосмических систем наблюдения Земли", под ред. Бондура В.Г., Савина А.И., М.: Наука, 2000, 496с.
- 25.Авенариус И.Г., Бирюков В.Ю., Репкина Т.Ю., Совершаев В.А., Шкарин В.Е. Использование материалов аэрокосмических съемок для решения проблем геоэкологии прибрежно - шельфовых зон // Геоморфология, №4, 1995, с. 23-34.
- 26.Авенариус И.Г., Иванов А.Ю., Широков А.П., Шкарин В.Е. Морфоструктурная интерпретация данных радиолокационного зондирования с КА "Алмаз-1" // Исследования Земли из космоса, 1994, №5.
- 27.Богданов П.К., Бондур В.Г., Данилов-Данильян В.И., Новоселова О.А., Савин А.И. Общие подходы к созданию Единой государственной системы экологического мониторинга и интеграции ее в международные системы // В книге "Аэрокосмические информационные системы", т.1,"Технологии создания, диверсификация аэрокосмических систем", под ред. Бондура В.Г., Савина А.И.,М.: Наука, 2000, 486с.
28. Проект по мониторингу Флоридского залива, Итоговый отчет. Рабочая группа по окружающей среде. Российско-Американская совместная Комиссия по экономическому и технологическому сотрудничеству. Март 1998,58 с.
29. Протокол подгруппы по мониторингу глобальных экологических катастроф рабочей группы по окружающей среде Российско - Американской комиссии по экономическому и экологическому сотрудничеству. 19-21 марта 1997г., Вашингтон, округ Колумбия, 15с.
- 30.Interim Status Report: Florida Bay Delineation Study. Field effort Report: October, 1996, Februaru 1997. Draft: 5.30.97., NOAA, Sea division, 9p.
- 31.Environmental working group: Preliminary considerations for Appication of Remote Imagery to the Delineation of Mudbanks in Florida Bay. NOAA, Sea division 8p.

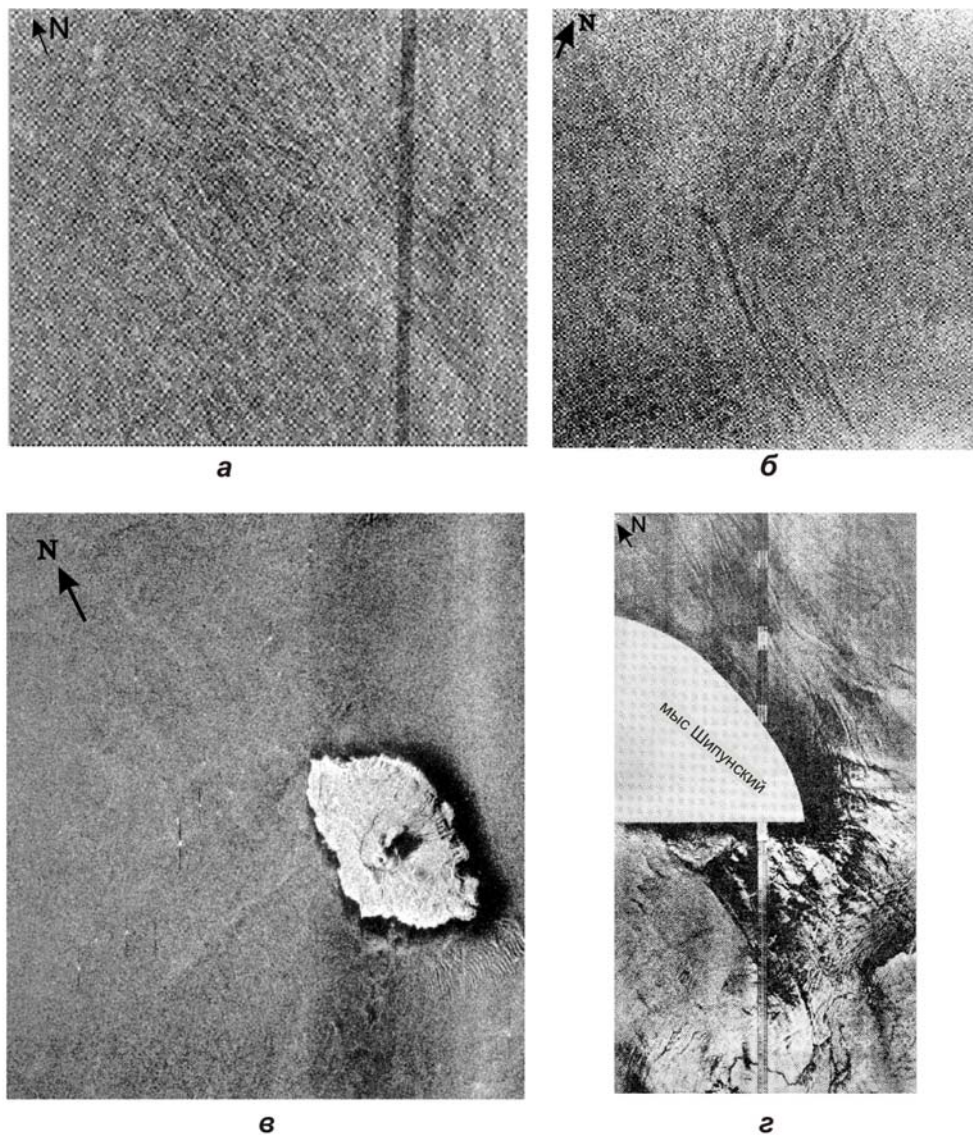


Рис.1. Космические радиолокационные изображения морской поверхности с проявлениями топографии морского дна:

а - две системы внутренних волн в Охотском море у о.Уруп, Ориентированные вдоль изобат морского дна; **б** - внутренние волны у мыса Дейкер, обусловленные отражением приливной волны от элементов рельефа материкового склона; **в** - цуг внутренних волн у о.Осима (Япония), возникающих при натекании течения на подводную перемычку между о.Осима и подводной возвышенностью Омюра; **г** - внутренние волны близи мыса Шипунский (Камчатка), отражающие сложную картину подводного

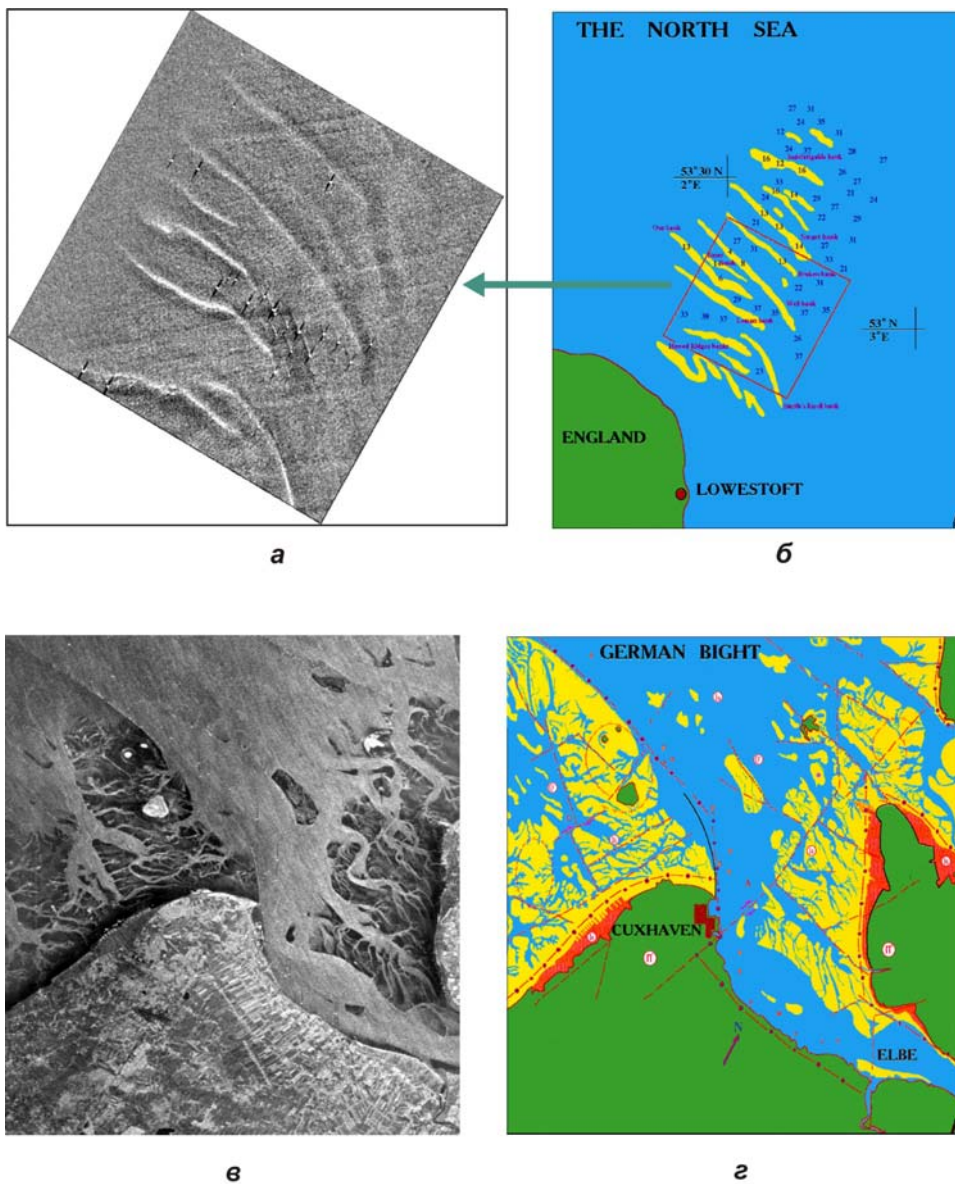


Рис.2. Проявления рельефа на космических радиолокационных изображениях:
а - участок Северного моря;
б - батиметрическая схема участка (**а**);
в - участок в районе устья р. Эльба;

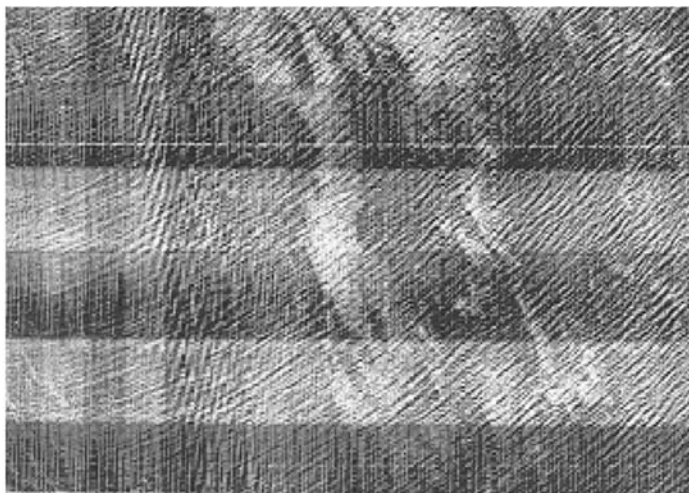


Рис.3. Оптическое изображение морской поверхности в районе мыса Сарыч (Крым), полученное с разрешением ~ 1 м. Наблюдается рефракция волн, обусловленная проявлениями подводного рельефа

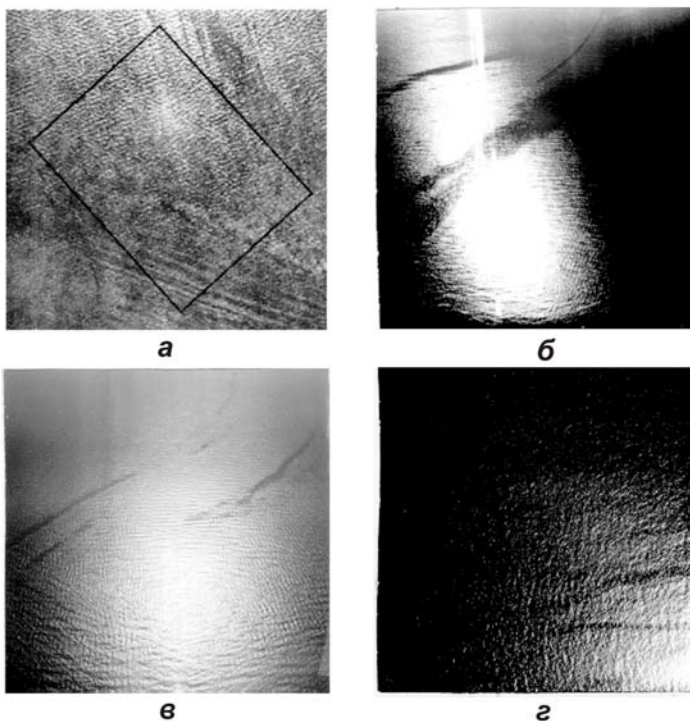


Рис.4. Оптические аэрофотоизображения морской поверхности с проявлениями подводного рельефа вблизи побережья Крыма:

а - район мыса Чауда, разрешение $\sim 1,5$ м, наблюдается сложная пространственная картина, внутренние волны и явление рефракции;

б, в, г - район мыса Меганом, разрешения ~ 20 см (**б**), ~ 30 см (**в**), ~ 40 см (**г**), наблюдаются внутренние волны при обтекании подводного склона

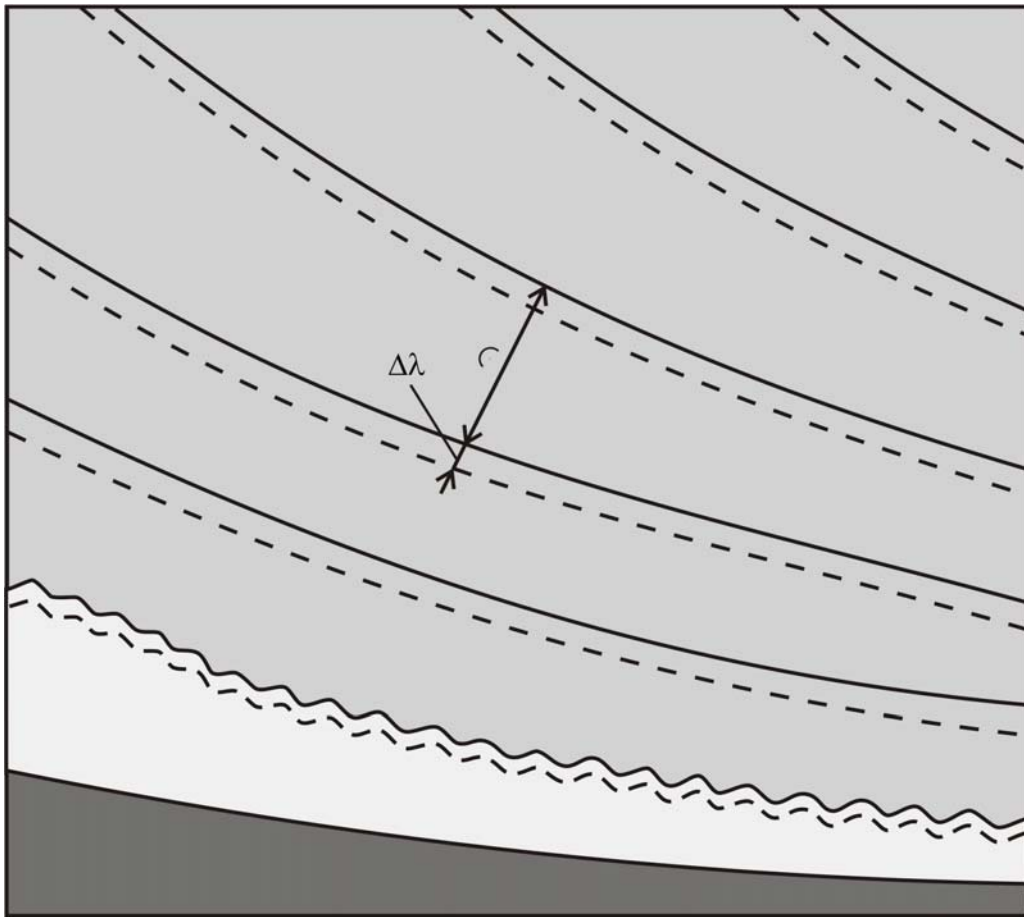


Рис.5. Схематическая картина трансформации волн
в прибрежной зоне:

□ - зона обрушения;

■ - берег;

— - гребни волн в момент времени t ;

- - - гребни волн в момент времени $t + \Delta t$;

λ - длина волн, $\Delta\lambda$ - перемещение гребня волны за

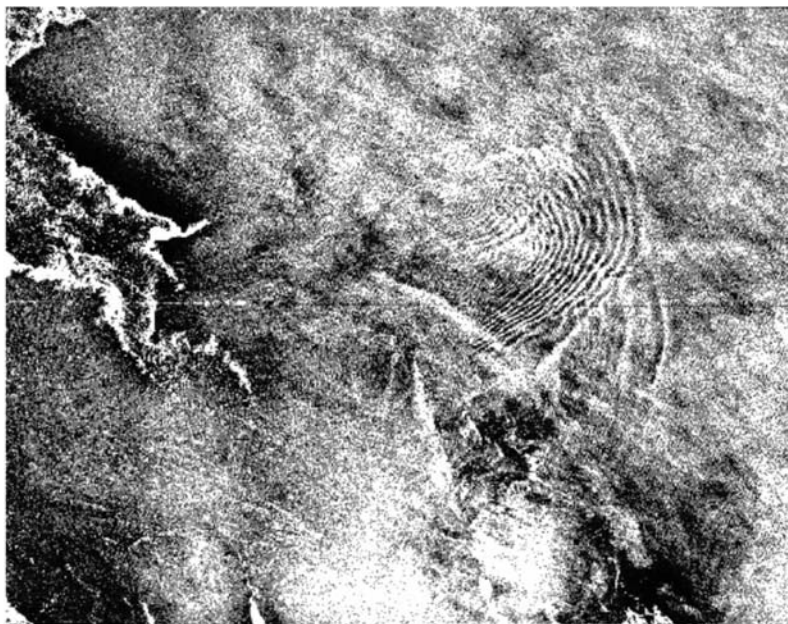
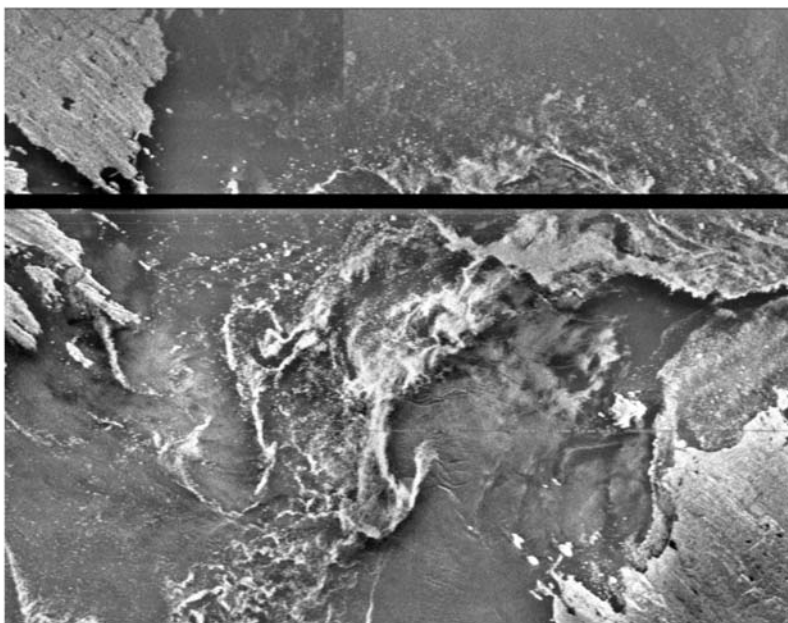
**а****б**

Рис.6. Радиолокационные изображения морской поверхности в районе пролива Карские ворота с проявлениями топографии дна:
а - видны 3 цуга внутренних волн и серии линейных аномалий;
б - видна сложная структура гидрологических фронтов по осевой части пролива, обусловленных течениями, система внутренних волн преимущественно субширотной ориентации у

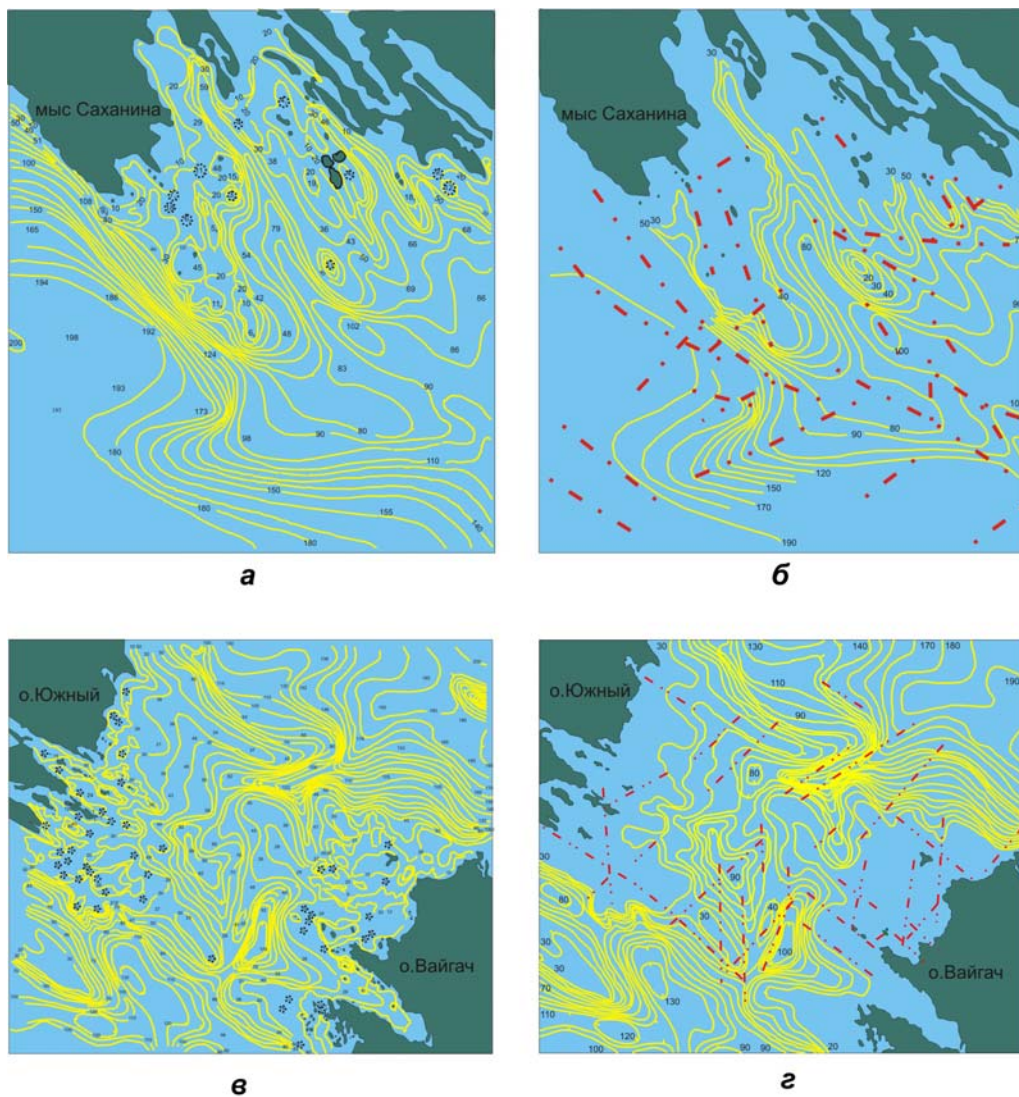


Рис.7. Батиметрические карты для района Карских ворот, построенные по навигационным данным (а, в) и уточненные с помощью радиолокационных изображений (б, г):

- изобаты с дискретом 10 м;
- - - - - линеаменты

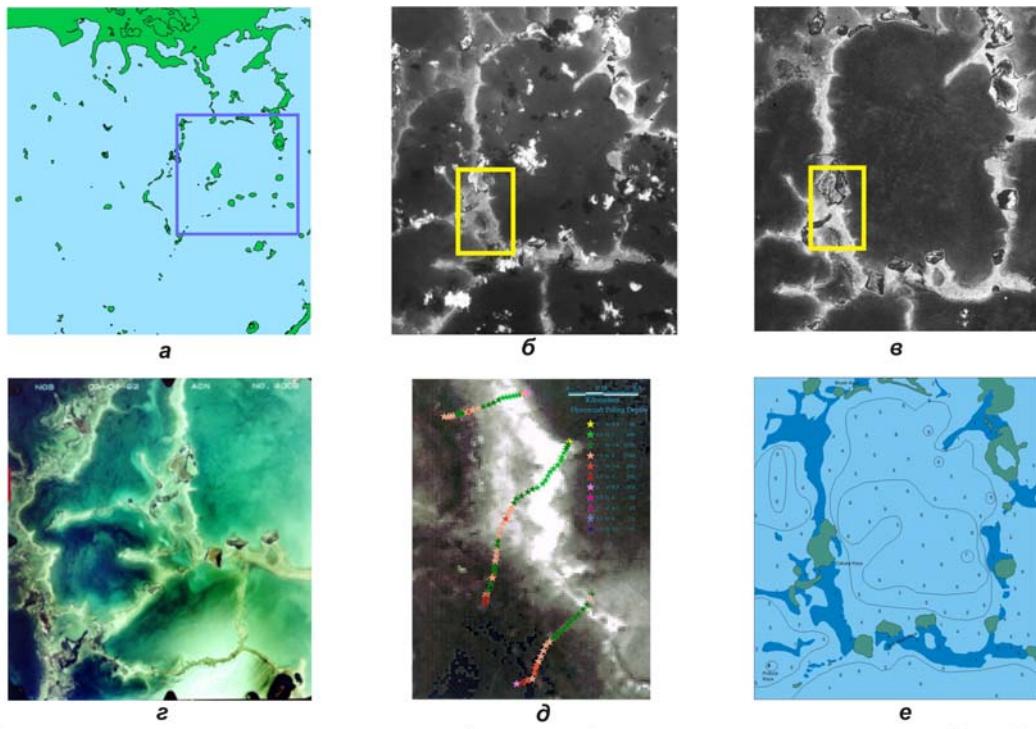




Рис.8. Исходные данные для определения рельефа дна во Флоридском заливе: **а** - карта района Calusa Key с обозначенным исследуемым участком; **б** - изображение КФА-1000; **в** - изображение КВП-1000; **г** - аэрофотоизображение; **д** - изображение со спутника СПОТ с измерениями глубин эхолотом; **е** - батиметрическая



Рис.9. Уточненная с помощью оптических изображений батиметрическая карта участка Флоридского залива:

-  исходная батиметрия;
-  уточненная батиметрия, произведенная с использованием аэрокосмических снимков

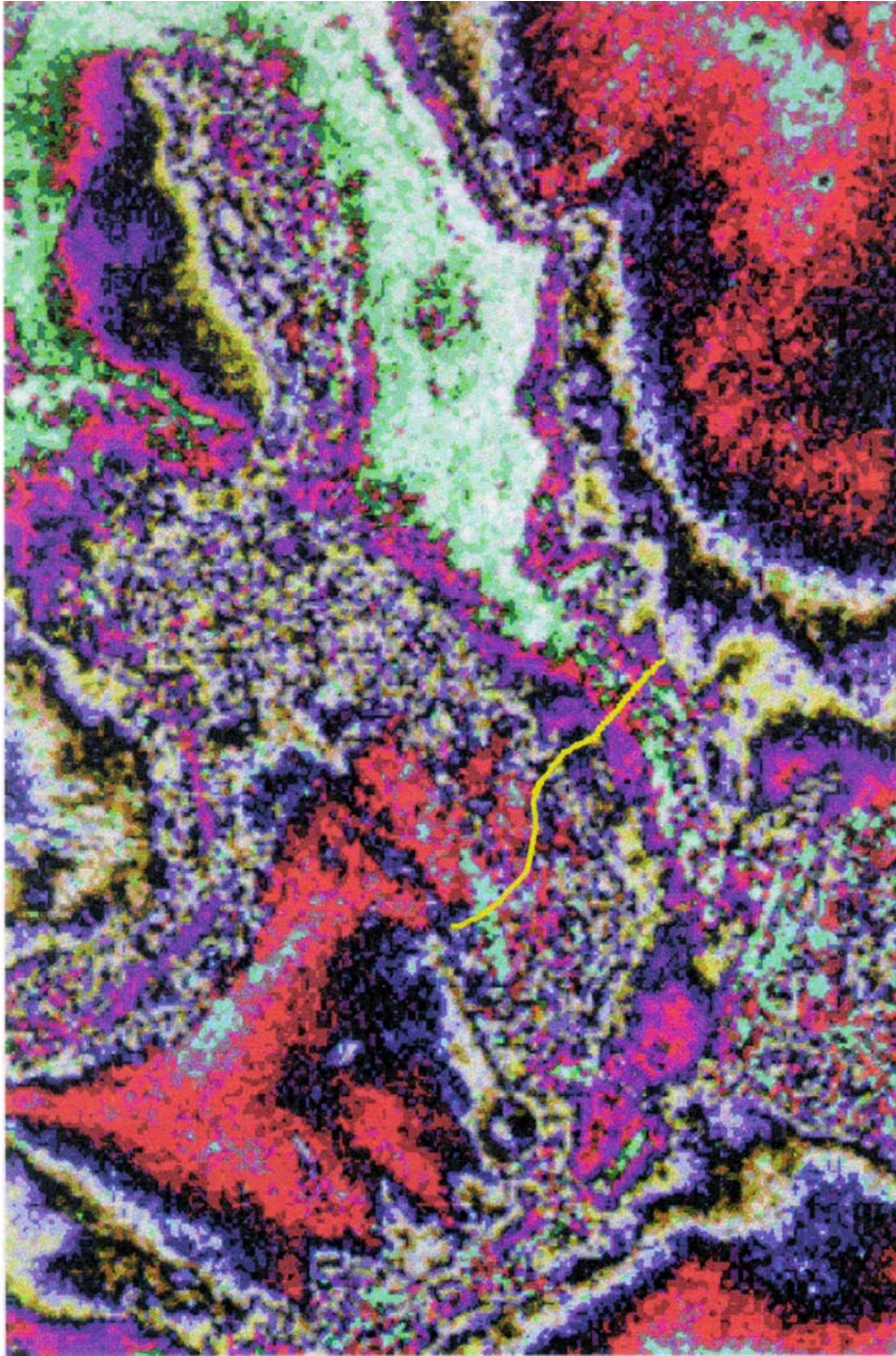


Рис.10. Увеличенный фрагмент аэрофотоснимка в псевдоцветах с выделенным профилем, по которому проводилось уточнение батиметрии:
— трасса лидарных и контактных измерений

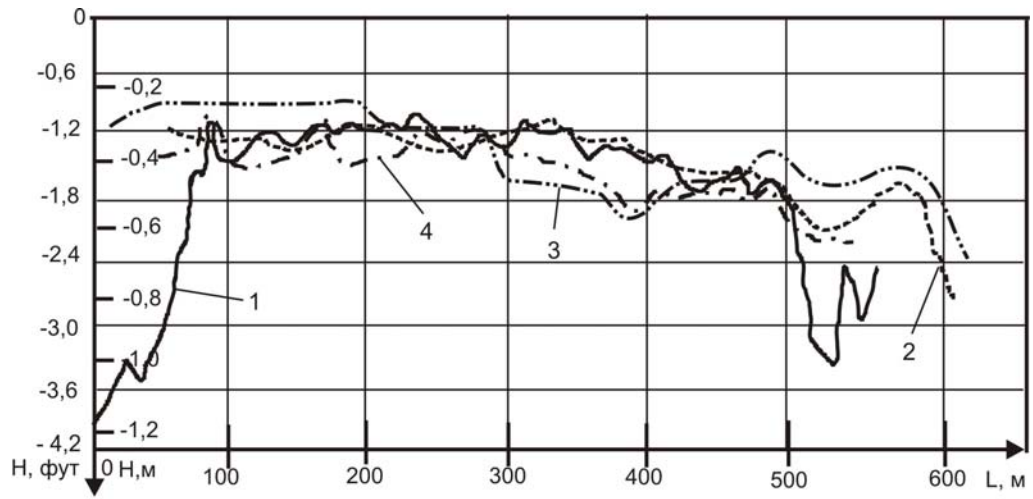






Рис.11. Глубинные профили, полученные различными способами:

- 1 -  измерения на месте с помощью рейки;
- 2 -  измерения, полученные с помощью лидара;
- 3 -  измерения с помощью эхолота;
- 4 -  уточнение по аэрокосмическим изображениям