

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

# ПАРАМЕТРЫ ПРИДОННОЙ ДИНАМИКИ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК ОПТИЧЕСКИМИ СКАНЕРАМИ

© 2013 г. В. М. Кушнир

*Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь*

*E-mail: kushnirv@yahoo.com*

Поступила в редакцию 06.06.2012 г.

Рассмотрена возможность определения параметров придонной динамики прибрежных зон западного побережья Крыма. Используются показания оптических сканеров системы MODIS на длинах волн 645 и 858.5 нм с пространственным разрешением 250 м. Учет атмосферы выполнен на основе анализа оптических контрастов прибрежной зоны и зоны прозрачных морских вод за ее пределами. В качестве безразмерных динамических параметров прибрежной зоны использованы числа Шильдса. Показано, что основные особенности пространственной структуры чисел Шильдса, по данным космических съемок и модельных расчетов в целом соответствуют друг другу.

**Ключевые слова:** прибрежная зона, концентрация взвеси, оптические сканеры, числа Шильдса

DOI: 10.7868/S0205961413030020

### ВВЕДЕНИЕ

Динамические процессы в прибрежной зоне моря характеризуются сложным взаимодействием прибрежных течений и поверхностных волн с морским дном. Это взаимодействие проявляется в деформации профилей пришедших на мелководье поверхностных волн, усилении нелинейных волновых эффектов и формировании турбулентного пограничного слоя под действием вертикальных перепадов волновых и квази-постоянных скоростей относительно дна. Турбулентные напряжения на поверхности дна приводят к перемещению донного грунта и формированию профилей взвешенных частиц. В результате при усилении транспорта донного материала образуются зоны размыва, при ослаблении – области осажде-ния частиц грунта и образование отмелей. Указанные сложные литодинамические процессы имеют большое практическое значение. Это касается навигации в мелководных районах (образование отмелей), укрепления прибрежной зоны (динамика пляжей), решения практически всех проблем морского строительства, а также освоения энергетических ресурсов мелководных районов (размыва опорных оснований буровых платформ, терминалов, подводных трубопроводов и других океанотехнических установок).

Литодинамические эффекты активно проявляются в прибрежных морских зонах на глубинах порядка десятка метров и на космических съемках морской поверхности в виде объектов с увеличением уровня восходящего излучения в види-

мом и ИК-диапазонах спектра (Карабашев и др. 2009; Карабашев, Евдошенко, 2011). Активные проявления литодинамических процессов наблюдаются в Керченском проливе (размыв о. Коса Тузла и образование новых отмелей), на западном побережье Крымского п-ова (изменчивость конфигураций евпаторийских пляжей, промоина в Бакальской косе шириной свыше 600 м и глубиной 3–4 м), а также в других прибрежных районах, где на дне преобладает песок (Кушнир, Бердников, 2010; Ломакин и др., 2008; Спиридонова, 2007).

Интенсивность литодинамических процессов, влияющих на изменчивость рельефа дна, резко усиливается при штормах. С другой стороны, особенностью таких процессов является интегральный эффект их постепенного развития при умеренных гидрометеорологических условиях.

Традиционные методы изучения литодинамических процессов основаны на повторяющихся батиметрических съемках конкретного района и проведении комплексных геологических изысканий. Выполнение таких работ связано со значительными финансовыми затратами, а возможность их выполнения сильно зависит от погодных условий. Поэтому разработка новых технологий литодинамических исследований прибрежных зон является актуальной научно-технической проблемой.

В настоящее время имеются следующие предпосылки для ее решения:

– спутниковые методы измерения яркости восходящего излучения в оптическом (0.4–0.7 мкм) и

ИК-диапазонах, скорости приводного ветра, высот волн 3%-ной обеспеченности;

– численные методы расчета полей поверхностных волн, течений и параметров удельного транспорта донного материала (Иванов, Михинов, 1991; Иванов и др., 2010);

– разработки специализированной измерительной аппаратуры “Донная станция” для исследований динамики придонных процессов (Дыкман и др., 2012; Маньковская, Маньковский, 2008; Иванов и др. 2006).

Эти возможности использованы в настоящей работе для создания технологии дистанционного определения параметров придонной динамики, которые влияют на интенсивность литодинамических процессов в прибрежных зонах.

В качестве конкретного примера рассмотрен участок западного побережья Крыма вблизи Бакальской косы (Каркинитский залив). В этом районе с 21 по 25 июня 2011 г. проводились измерения характеристик придонной динамики комплексом “Донная станция” (Иванов и др., 2006; Дыкман и др., 2012). Результаты этих измерений были обработаны в комплексе с данными космических съемок MODIS с пространственным разрешением 250 м. При этих съемках в пределах одного изображения получены характеристики взмученных прибрежных вод и прилегающих глубоководных вод с относительно высокой прозрачностью. С учетом сложной конфигурации береговой линии и рельефа дна выполнено численное моделирование параметров поверхностных волн и течений. Эти комплексные данные стали основой для обоснования методов дистанционных оценок параметров динамики придонного слоя.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе использованы данные космических съемок MODIS от 21–25 июня 2011 г. территорий западного побережья Крыма, Каркинитский залив (северо-западная часть Черного моря). В этот период на Бакальской косе работала экспедиция Морского гидрофизического института Национальной академии наук Украины (МГИ НАНУ), выполняющая измерения характеристик придонной динамики комплексом “Донная станция”, созданным в МГИ (Иванов и др., 2006). В его состав входят трехкомпонентный измеритель пульсаций вектора скорости течения и среднего значения его горизонтальных составляющих, ловушки взвешенного донного материала с дистанционным считыванием данных, лазерный прозрачномер для определений концентрации взвеси и среднего размера частиц донного материала. Измерения пульсаций вектора скорости течения выполнены малогабаритным трехкомпонентным электромагнитным дат-

чиком, установленным неподвижно в специальной раме на расстоянии 0.25 м от поверхности морского дна. Частота измерений равна 100 Гц, данные в виде физических величин пульсаций скорости течения вводятся непосредственно в память персонального компьютера по кабельной линии связи. Серии измерений выполнялись на расстоянии 10–15 м от берега на глубине около 1.5 м. Так как характерный период поверхностных волн был равен 2.2–2.7 с, а длины анализируемых рядов составляли 20000 отсчетов (200 с), обеспечивалась высокая статистическая достоверность спектральных характеристик волновых возмущений и индуцированной турбулентности в диапазоне частот от 0.1 до 50 Гц (число степеней свободы при оценке спектров было равно 60).

Спектральная обработка данных измерений пульсаций скорости течения показала, что на периодах 2.2–2.7 с находится основной пик спектра волновых возмущений. В диапазоне частот от 0.37–0.45 до 1 Гц наклон спектра  $S(f) \propto f^{-5}$ , при увеличении частоты до 10–15 Гц  $S(f) \propto f^{-3}$ , что соответствует диапазону мелкомасштабной турбулентности (об этом свидетельствуют структура спектров когерентности и фазы горизонтальных и вертикальной составляющих пульсаций скорости, а также модельные оценки (Дыкман и др., 2012)). Анализ спектральных характеристик пульсаций скорости течений показал, что при наблюдавшейся средней скорости ветра 7–8 м/с в прибрежной зоне формируется сложная динамика поля скорости течения. Ее основными составляющими являются нелинейные поверхностные волны Стокса и мелкомасштабная турбулентность, индуцированная этими волнами. Расчеты параметров нелинейных волн, выполненные по модели пятого порядка (Skjelbreia, Hendrickson, 1961), показали, что амплитуда первой гармоники волновой скорости по данным измерений соответствует модельным расчетам с относительным расхождением не более 10%. Амплитуда второй и третьей гармоник волновой скорости на расстоянии от дна 0.25 м значительно меньше амплитуды турбулентных пульсаций на этих же частотах.

В диапазоне частот от 1 до 12–15 Гц спектры пульсаций скорости относятся к диапазону мелкомасштабной турбулентности. Оценки скорости диссипации и микромасштаба турбулентности выполнены по известным соотношениям (Монин, Озмидов, 1981). По данным экспериментальных спектров пульсаций скорости течения выполнена оценка динамической скорости (скорости трения) на дне и турбулентных напряжений, под действием которых происходит перемещение и взмучивание донного материала – формирование профилей взвеси. Обычно аналогичные оценки находят на основе полуэмпирических моделей. Выполненные расчеты для шести моделей (Кушнир, 2005,

Дыкман и др., 2012) показали, что наиболее близкими к экспериментальным данным являются оценки по модели, использованной в работе (Иванова, Михинова, 1991). Эта модель используется ниже для независимых оценок параметров придонной динамики.

Измерения, выполненные лазерным прозрачномером на расстоянии 0.25 м от поверхности песчаного дна, показали, что концентрация взвешенных частиц грунта сильно зависела от погодных условий. При этом оценки среднего размера частиц песка при наблюдаемой скорости ветра 7–8 м/с изменялись в пределах от 0.16 до 0.18 мм.

Таким образом, данные измерений комплексом “Донная станция” были использованы:

– для контроля соответствия измеренных и вычисленных характеристик периодов и амплитуд поверхностных волн;

– для выбора необходимой эмпирической модели расчета придонного трения;

– для определения среднего размера частиц донного грунта.

При несоответствии измеренных и вычисленных периодов поверхностных волн в МГИ отработана методика необходимой корректировки параметров модели SWAN (Иванов и др., 2010).

Для расчета параметров динамики придонного слоя в общем случае необходимы результаты гранулометрического анализа. Специальные исследования такого типа в районе исследований не проводились. В связи с этим использованы таблицы по инженерной геологии морских грунтов, в которых для песчаного дна имеются данные процентного распределения фракций донного материала по размерам в зависимости от глубины отбора проб. В диапазоне глубин от 0.2–0.5 м до 7.4–7.6 м наиболее высокий процент соответствует  $d = 0.175$  мм (Кушнир и др., 2009, Приложение). Эта оценка близка к результатам измерений прозрачномером комплекса “Донная станция”.

В районе проведения исследований также не проводились прямые измерения концентрации взвеси на морской поверхности, необходимые для обработки данных космических съемок оптическими сканерами. Такие данные, совместно с результатами космических съемок, были получены экспедициями Южного научного центра РАН (ЮНЦ РАН) в Керченском проливе в 2008–2009 гг. (Кушнир, Бердников, 2010), а также в совместной экспедиции ЮНЦ РАН и МГИ НАНУ в 2011 г. Учитывая близость характерных глубин в Керченском проливе и вблизи Бакальской косы, а также указанную выше зависимость гранулометрического состава от глубин, в настоящей работе для обработки космических съемок использованы данные, полученные в Керченском проливе. Естественно, такое допущение нуждается в проведении дальнейших исследований, а получен-

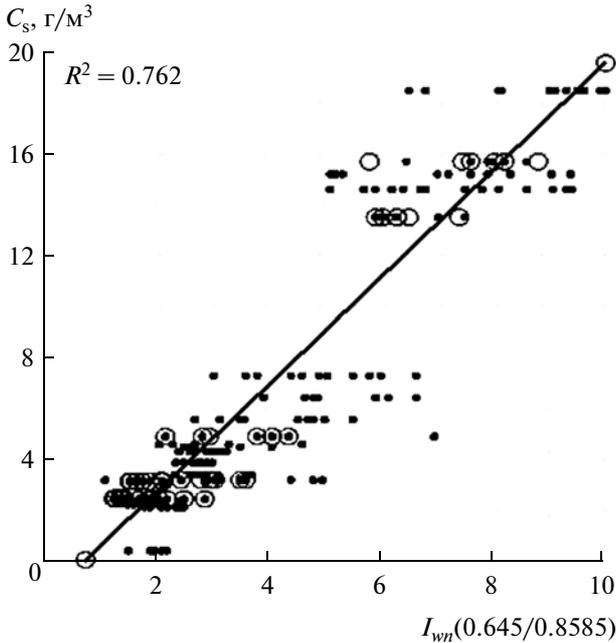
ные количественные результаты о взаимосвязи концентрации взвеси на морской поверхности и данных оптических сканеров можно рассматривать как предварительные.

Для указанных дат проведения экспедиционных исследований были определены поля скорости ветра на основе атмосферной модели MM-5. Эти поля были использованы для расчетов полей поверхностных волн по модели SWAN (с контролем на основе данных измерений комплексом “Донная станция”) и полей скорости ветровых прибрежных течений.

Использованные данные системы MODIS (первый уровень обработки) были получены из свободно распространяемых NASA по сети INTERNET (<http://ladsweb.nasa.gov/data/search.htm>). Первичная обработка выполнена на основе программы Beam VISAT и включала отбор двух каналов, соответствующих длинам волн 0.645 и 0.8585 мкм, выделение области, содержащей мелководный и глубоководный районы вблизи Бакальской косы, оцифровку данных в единицах яркости ( $\text{Вт м}^{-2} \text{стр}^{-1} \text{мкм}^{-1}$ ), привязку каждого пиксела к географическим координатам.

Известно, что атмосферная коррекция оптических съемок мутных прибрежных вод из космоса представляет собой сложную и пока не полностью решенную проблему. Об этом свидетельствует то, что разработанные к настоящему времени универсальные алгоритмы оценки концентрации хлорофилла-*a* по данным ДЗ Земли из космоса нуждаются в существенной корректировке для высокопродуктивных и мутных прибрежных, внутренних вод и эстуариев, где фитопланктон является не единственным фактором, определяющим их оптические свойства (так называемых “вод II типа”). Воды прибрежной зоны вблизи Бакальской косы, Керченского пролива, Азовского моря относятся к этому типу, и применяемые в настоящее время алгоритмы атмосферной коррекции и последующих оценок концентрации хлорофилла-*a* по данным спутниковых сканеров цвета для таких акваторий приводят к ошибочным, иногда более чем на порядок, результатам (Сапрыкин, 2011; Матишов и др., 2010; Moses et al., 2009).

В настоящей работе использован другой метод атмосферной коррекции и последующего расчета концентрации взвеси. В его основу положены данные международного проекта AERONET, обработанные в МГИ НАНУ. Анализ показал, что пространственная изменчивость аэрозоля над Азово-Черноморским бассейном определяется, главным образом, крупномасштабной адвекцией воздушных масс, в силу чего радиус корреляции  $R_{Aer}(r)$  пространственной изменчивости аэрозольных образований равен 160 км (Толкаченко, 2010). Обычно на одном и том же космическом снимке прибрежных районов имеются участки мутных



**Рис. 1.** Эмпирическая зависимость  $C_s = f(I_{wn}(0.645/0.8585))$  по данным экспедиций ЮНЦ РАН: 26.09.2011–28.09.2011 (точки); апрель 2008 г. и октябрь 2009 г. (кружки), а также линия регрессии  $C_s = 2.1178 I_{wn}(0.645/0.8585) - 1.5935$ , достоверность аппроксимации  $R^2 = 0.762$ .

прибрежных вод и вод с относительно высокой прозрачностью на расстояниях порядка 10 км. Сигналы яркости восходящего излучения от прозрачной воды на длинах волн 0.645 и 0.8585 мкм пренебрежимо малы, а расстояние от прозрачной воды до мутных прибрежных вод существенно меньше величины  $R_{Aer}(r)$ . Поэтому измеренные фотометром спутника величины яркости для прозрачных вод по существу являются сигналами яркости аэрозольного и молекулярного рассеяния в атмосфере, а сигналы яркости восходящего излучения для зоны мутных прибрежных вод – суммой сигналов этого же атмосферного рассеяния и обратного рассеяния прибрежных вод. Вычисление нормализованной яркости восходящего излучения морской поверхности на указанных длинах волн основано на упрощенном соотношении атмосферной коррекции следующего вида:

$$L_T(\lambda) = L_A(\lambda) + L_R(\lambda) + L_W(\lambda)t(\lambda), \quad (1)$$

где  $L_T(\lambda)$  – яркость излучения, измеряемая бортовым фотометром на длине волны  $\lambda$ ;  $L_W(\lambda)$  – яркость восходящего излучения морской поверхности;  $L_A(\lambda)$ ,  $L_R(\lambda)$  – величины яркости, обусловленные аэрозольным и молекулярным рассеянием в атмосфере;  $t(\lambda)$  – коэффициент пропускания атмосферы, равный  $\exp\{-[0,5\tau_R(\lambda) + \tau_{Oz}(\lambda)](\cos\theta_V)^{-1}\}$ ;  $\tau_R(\lambda)$  – оптическая толщина слоя молекулярного

рассеяния;  $\tau_{Oz}$  – оптическая толщина озонового слоя;  $\theta_V$  – зенитный угол бортового фотометра. Величины  $\tau_R$ ,  $\tau_{Oz}$  для длин волн 0.645 и 0.8585 мкм равны соответственно 0.0504, 0.0162 и 0.0219, 0.00154 (Gordon, 1997).

Оценки других составляющих атмосферной коррекции (обрушение волн, блики морской поверхности) для условий мелководного Азовского моря получены в статье (Кушнир, 2009), и их вклад для мелководья в первом приближении является несущественным.

В качестве информативного параметра для расчетов концентрации взвеси и хлорофилла-*a* использован индекс цвета  $I_{wn}(0.645/0.8585)$ , который в данном случае определяются как отношение нормализованной яркости в двух спектральных участках:

$$I_{wn}(0.645/0.8585) = L_{wn}(0.645)/L_{wn}(0.8585). \quad (2)$$

Для системы MODIS пространственное разрешение для указанных каналов равно 250 м. Полагая, что масштаб изменчивости атмосферных характеристик значительно превышает расстояние от мутных прибрежных вод до вод с относительно высокой прозрачностью, соотношение (2) можно записать таким образом:

$$I_{wn}(0.645/0.8585) = \frac{L_t(0.645) - \min[L_t(0.645)]}{L_t(0.8585) - \min[L_t(0.8585)]} P(0.645/0.8585), \quad (3)$$

где  $\min[L_t(0.645)]$ ,  $\min[L_t(0.8585)]$  – минимальные величины измеренных сигналов на указанных длинах волн, относящиеся к прозрачным водам;

$$P(0.645/0.8585) = \exp\left\{\left[\frac{\tau_R(0.645) - \tau_R(0.8585)}{2} + \tau_{Oz}(0.645) - \tau_{Oz}(0.8585)\right]\left(\frac{1}{\cos\theta_V} + \frac{1}{\cos\theta_S}\right)\right\}$$

– поправочный множитель, учитывающий пропускание атмосферы и пересчет яркости восходящего излучения в яркость нормализованного восходящего излучения. В диапазоне изменения зенитных углов спутника  $\theta_V$  и солнца  $\theta_S$  от  $0^\circ$  до  $60^\circ$ , относительные изменения поправочного множителя не превышают  $\pm 6\%$ .

Как это уже было отмечено, для получения данных о взаимосвязи индекса цвета (3) и концентраций взвеси на морской поверхности были использованы данные аналогичных измерений, выполненных в Керченском проливе. Полученная зависимость  $C_s = f(I_{wn}(0.645/0.8585))$  представлена на рис. 1.

Значительный разброс точек относительно линии регрессии объясняется большим числом фак-

торов, основными из которых являются различные масштабы пространственного осреднения данных, несинхронность измерений, инструментальные погрешности, неполная компенсация влияния атмосферы. Тем не менее уровень достоверности оказался достаточно высоким, что позволяет использовать приведенную зависимость для оценок концентрации взвеси по данным определения индекса цвета в указанной длинноволновой части спектра. Следует отметить также относительно высокую стабильность приведенной зависимости, поскольку данные 2011 г. согласуются с данными, полученными в 2008 и 2009 гг.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Концентрация взвеси на морской поверхности в прибрежной мелководной зоне связана с параметрами динамики придонной области. В этой области поверхностные волны, сформировавшиеся в глубоководной зоне моря, и прибрежные течения взаимодействуют с поверхностью морского дна, что приводит к формированию турбулентного пограничного слоя. Под действием турбулентных напряжений формируются профили различных фракций донного материала.

Интенсивность придонной турбулентности определяется величиной напряжений вблизи поверхности дна, т.е. величиной  $\rho_w u_*^2$ , где  $\rho_w$  – плотности воды и взвеси;  $u_*$  – динамическая скорость или скорость трения. Напряжения вблизи поверхности дна определяются большим числом параметров, основными из которых являются глубина  $H$ , средний размер фракций донного материала  $d$ , ускорение свободного падения  $g$ , скорость свободного опускания частицы  $W(d)$ , плотность воды и песка –  $\rho_w$  и  $\rho_s$ , скорость ветра  $W_w$ , средняя по глубине скорость течения  $W_c$ . Последние два параметра определяют концентрацию взвеси на морской поверхности  $C_s$ , и поэтому в общем виде можно записать следующее соотношение:

$$\rho_s u_*^2 = f(C_s, H, d, g, W, \rho_w, \rho_s). \quad (4)$$

Из восьми размерных параметров три имеют независимую размерность, и поэтому в соответствии с  $P$ -теоремой можно привести соотношение (4) к следующему безразмерному виду:

$$Y = \frac{u_*^2}{\gamma dg} = f\left[\left(\frac{W^2}{gH}\right), \frac{d}{H}, \frac{C_s}{\rho_s - \rho_w}\right]. \quad (5)$$

В этом соотношении  $Y$  – число Шильдса, которое имеет смысл отношения силы дестабилизации частицы на дне к силе ее удержания. В соотношении (5) часть параметров являются постоянными

величинами для условий конкретной съемки ( $W, g, d, \rho_w, \rho_s$ ), другая часть ( $H, C_s$ ) изменяется в каждой точке исследуемой акватории. Поэтому совокупность постоянных параметров можно рассматривать как неопределенный размерный множитель  $A_Y$ , а соотношение (5), исходя из условий подобия, записать в следующем виде (Седов, 1972):

$$Y = A_Y H^n C_s^m. \quad (6)$$

Неизвестные параметры  $A_Y, m, n$  можно найти для условий конкретной съемки с определенными пространственными распределениями глубин  $H$ , концентрацией взвеси на морской поверхности  $C_s$ , параметрами поверхностных волн (высота  $h$ , длина  $\lambda$ , период  $T_w$ ). Пример такого распределения приведен на рис. 2 для условий проведения измерений 21 июня 2011 г. на Бакальской косе. Для этих же условий на рис. 3 показаны пространственное распределение векторов скорости прибрежных течений и соответствующее распределение модуля скорости течений  $V_m = \sqrt{u^2 + v^2}$ . Выше было отмечено, что оценки волновой скорости трения (динамическая скорость)  $u_{*w}$  и скорости трения, индуцированной квази-постоянным течением  $u_{*c}$ , согласуются наилучшим образом с данными прямых измерений комплексом “Донная станция” при использовании эмпирических соотношений из работы (Иванов, Михинова, 1991)

$$\begin{aligned} U_{wo} &= \frac{\pi h}{T_w \operatorname{sh}(kH)}; & a_w &= \frac{U_{wo} T_w}{2\pi}; \\ u_{*w} &= \frac{0.42 U_{wo}}{\ln(0.64 a_w d^{-1} + 1)}; \\ u_{*c} &= 0.2595 V_m \left[ \lg\left(\frac{H}{d}\right) \right]^{-0.4515}; & Y &= \frac{u_{*w}^2 + u_{*c}^2}{gd\gamma}; \\ \gamma &= \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w}, \end{aligned} \quad (7)$$

где  $k = 2\pi/\lambda$  – волновое число;  $U_{wo}$  – волновая скорость вблизи поверхности дна;  $a_w$  – амплитуда колебаний волновой скорости.

По соотношениям (7) вычисляется пространственное распределение  $Y(x, y)$ , которое используется для определения неизвестных параметров  $A_Y, m, n$  методом наименьших квадратов.

Опуская промежуточные преобразования, ниже приводим систему линейных уравнений, из которой определяются указанные параметры:

$$\begin{aligned} \langle \ln Y \ln H \rangle - \langle \ln Y \rangle \langle \ln H \rangle &= n \langle (\ln H)^2 \rangle - \\ - \langle \ln H \rangle \langle \ln H \rangle + m \langle \ln H \ln C_s \rangle - \langle \ln C_s \rangle \langle \ln H \rangle; \\ \langle \ln Y \ln C_s \rangle - \langle \ln Y \rangle \langle \ln C_s \rangle &= n \langle \ln H \ln C_s \rangle - \\ - \langle \ln H \rangle \langle \ln C_s \rangle + m \langle (\ln C_s)^2 \rangle - \langle \ln C_s \rangle \langle \ln C_s \rangle; \\ \ln A_Y &= \langle \ln Y \rangle - n \langle \ln H \rangle - m \langle \ln C_s \rangle, \end{aligned} \quad (8)$$

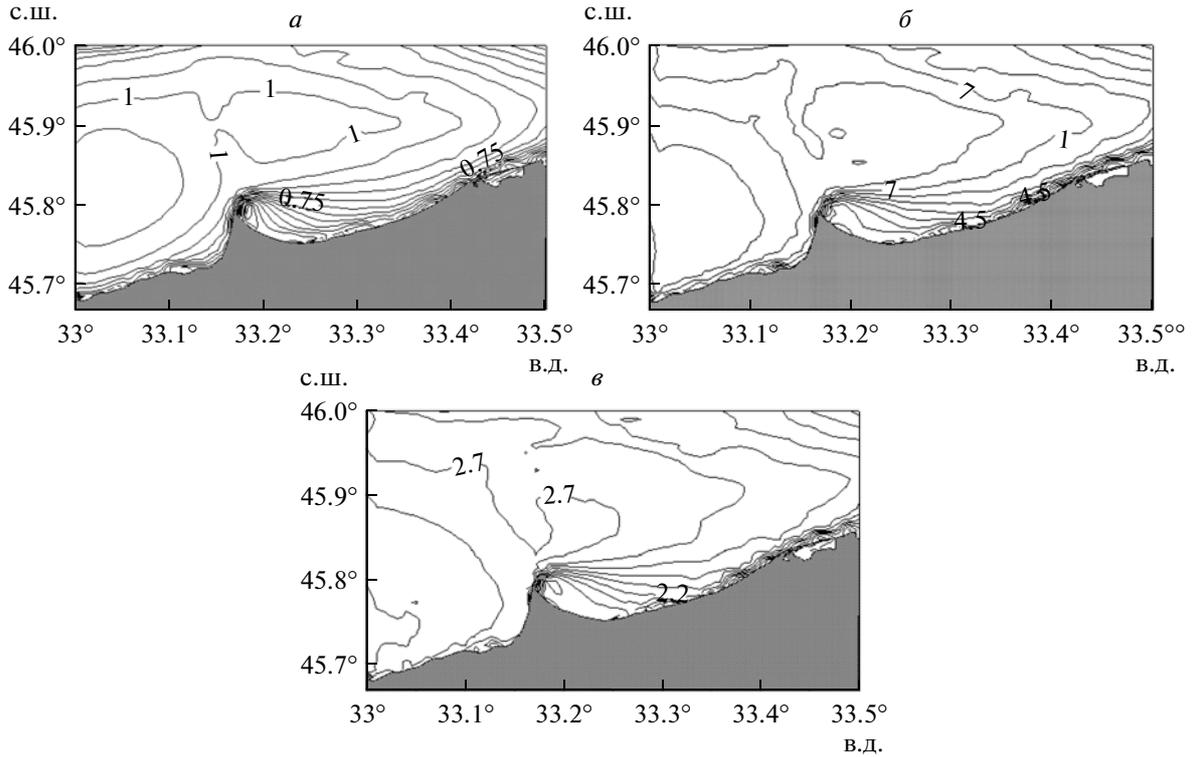


Рис. 2. Волновые параметры: *a* – высота волн, м; *б* – длина волн, м; *в* – периоды волн, с.

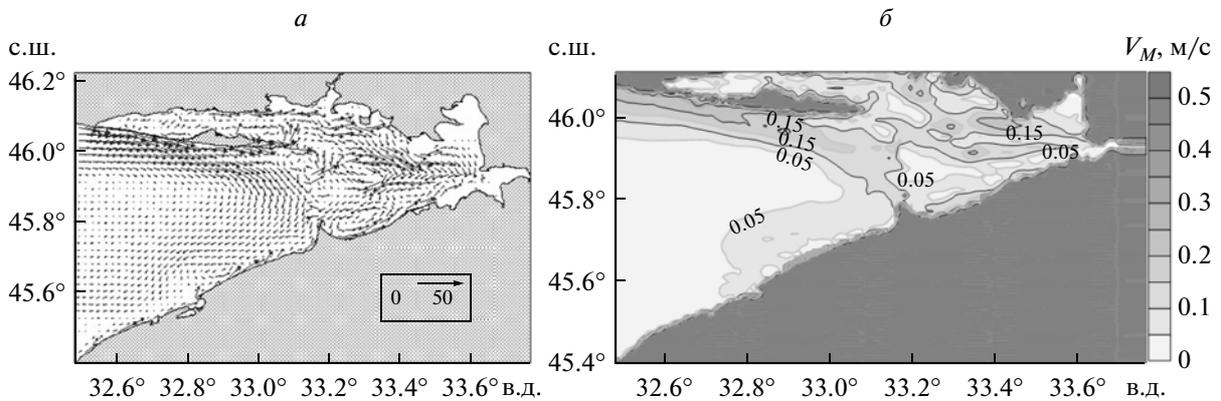


Рис. 3. Параметры течений: *a* – структура поверхностных течений (на врезке показан масштаб векторов скорости величиной 50 см/с); *б* – пространственное распределение модулей скорости среднего по глубине прибрежного течения.

где  $\langle z \rangle$  – среднее значение величины  $z$ .

Для рассматриваемых условий получено следующее соотношение:

$$Y = 1.15H^{-1.6}C_s^{0.115}. \quad (9)$$

На рис. 4 приведены пространственные распределения  $Y(x, y)$ , одно из которых получено по соотношению (7), второе – по (9), т.е. на основе данных о рельефе дна и концентрации взвеси на морской поверхности. Можно отметить тождественность основных особенностей этих распре-

делений как по конфигурации неоднородностей, так и по величинам чисел Шильдса.

На рис. 5 показано пространственное распределение концентрации взвеси по данным съемки 21.06.2011 г. Видно, что, как и распределения чисел Шильдса, аномальные величины  $C_s$  концентрируются вблизи Бакальской косы и по дуге между ней и Тендровской косой, находящейся севернее. Другая область аномальных величин концентрации взвеси и чисел Шильдса примыкает к береговой зоне Тендровской косы с экстремальными величинами вблизи ее северного берега.

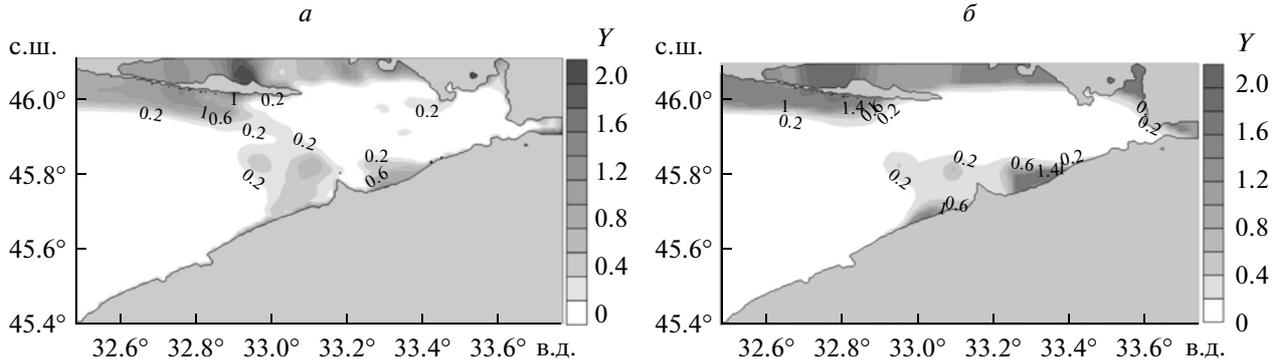


Рис. 4. Пространственное распределение чисел Шильдса: а – вычисленное по соотношениям (7); б – вычисленное по соотношениям (9).

Располагая данными о пространственном распределении чисел Шильдса и полагая, что средний размер  $d$  частиц песчаного дна равен 0.175 мм, можно в первом приближении определить концентрацию взвешенных песчаных наносов вблизи дна и профили взвешенных наносов.

Для этого необходимо определить следующие параметры (Иванов, Михинов, 1991):

$$D_* = d \left( \frac{gY}{\nu^2} \right)^{0.333}, \quad \nu = 1 \times 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с} - \text{молекулярная вязкость};$$

$W_S$ , м/с – скорость свободного падения частиц песка диаметром  $d$ . При  $d = 0.175$  мм,  $D_* = 3.4$ ,  $W_S = 0.015$  м/с;

$u_* = (\gamma g d Y)^{0.5}$  – скорость трения (динамическая скорость), м/с;

$z_0 \cong d/4$  – минимальный размер неоднородностей дна (Иванов и др., 2010);

$$C_b = 0.035 \left( \lg \frac{u_* D_*^{0.7}}{W_S} \right)^{3.75} - \text{безразмерная концентрация наносов вблизи поверхности дна, } C_b = \frac{\rho_n - \rho_w}{\rho_s - \rho_w} = \frac{C_s}{\rho_s - \rho_w}, \quad \rho_s \cong 2600 \text{ кг/м}^3, \quad \rho_w \cong 1020 \text{ кг/м}^3 - \text{плотность морской воды.}$$

Используется также зависимость концентрации взвеси от расстояния до дна, полученная на основе модели логарифмического пограничного слоя, которая в целом соответствует экспериментальным данным (Иванов и др., 2010; Кушнир, 2007)

$$C_s(z) = (\rho_s - \rho_w) C_b \left( \frac{z}{z_0} \right)^{-(W_S/ku_*)}, \quad (10)$$

где  $k = 0.42$  – постоянная Кармана;  $z$  – расстояние от поверхности дна.

Пространственное распределение концентрации взвеси на поверхности дна, вычисленное по приведенным выше соотношениям для  $C_b$  приве-

дено на рис. 6. Основные особенности этого пространственного распределения совпадают с особенностями распределения концентрации взвеси на поверхности моря.

Возможность использования упрощенной модели профилей взвешенного донного материала над поверхностью дна (10) определяется сопоставлением двух независимых методов оценки показателя степени.

С одной стороны,

$$m_1 = \frac{\ln(C_b/C_s)}{\ln(H/0.25d)},$$

с другой,

$$m_2 = \frac{W_S}{ku_*}.$$

На рис. 7 показано пространственное распределение отношения  $m_1/m_2$ . Видно, что в зоне активизации литодинамических процессов придонной динамики между Бакальской и Тендровской косами это отношение близко к единице. В зонах ослабления интенсивности придонной динамики – глубо-

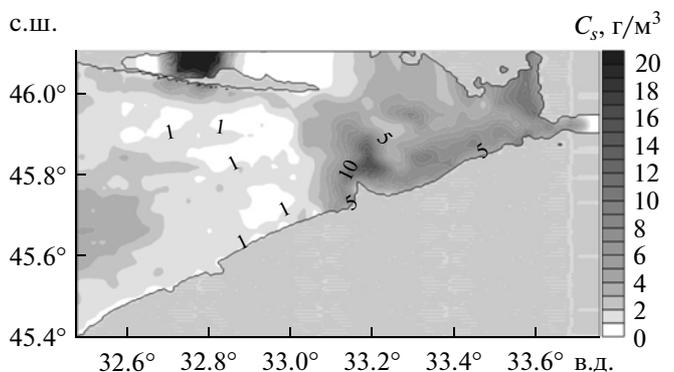


Рис. 5. Пространственное распределение концентрации взвеси по данным съемки 21.06.2011 г.

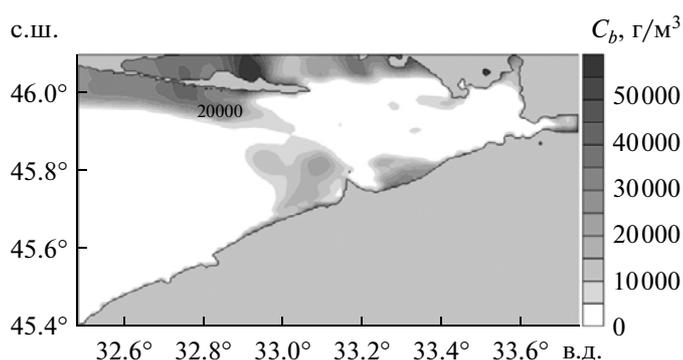


Рис. 6. Пространственное распределение концентрации наносов в придонной области,  $г/м^3$ .

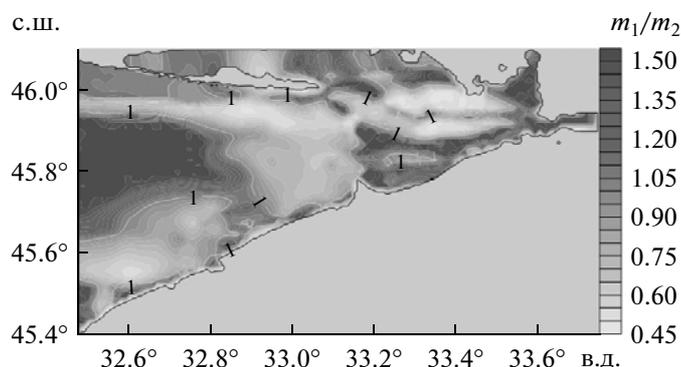


Рис. 7. Пространственное распределение отношения  $m_1/m_2$ .

ководная часть Каркинитского залива — это отношение увеличивается до 1.4–1.5. В этой же зоне числа Шильдса и концентрация взвеси на морской поверхности имеют незначительные величины, что косвенно свидетельствует о сильном ослаблении динамики придонных процессов.

## ВЫВОДЫ

Для получения в первом приближении параметров придонной динамики прибрежной зоны на основе использования результатов космических съемок необходимо располагать данными о рельефе дна, характеристиках поверхностных волн и прибрежных течений, результатами гранулометрического анализа несвязного (песчаного) грунта, данными прямых определений концентрации взвеси на поверхности моря. Необходимо также использовать гипотезу о том, что пространственные масштабы яркости рассеяния света аэрозолем значительно превышают расстояние порядка 10 км от мутных прибрежных вод до глубинных вод с высокой прозрачностью. В значительной степени эта гипотеза подтверждается данными МГИ НАНУ по международному проекту AERONET.

Оценка концентрации взвеси  $C_s$  (минеральной и органической) в мутных прибрежных водах может быть выполнена по результатам взаимных сличений индекса цвета для длинноволновых каналов оптического сканера (0.645 и 0.8585 мкм) и результатов прямых измерений концентрации взвеси стандартным методом взвешивания. Несмотря на значительный разброс данных относительно линии регрессии, между концентрацией взвеси и индексом цвета, коэффициент достоверности достаточно высок (коэффициент корреляции равен 0.873). Полученная таким образом зависимость  $C_s = f(I_{wn}(0.645/0.8585))$  для Керченского пролива характеризуется относительно высокой временной стабильностью, о чем свидетельствуют данные, полученные в 2008, 2009 и 2011 гг. Эта же зависимость использована в настоящей работе для западного побережья Крыма. Основанием для этого является то, что гранулометрический состав песчаного морского грунта определяется в значительной степени диапазоном глубин отбора проб, которые для Керченского пролива и района исследований близки. Тем не менее, такое допущение нуждается в проведении дальнейших исследований, а использованную зависимость  $C_s = f(I_{wn}(0.645/0.8585))$  можно рассматривать как предварительный результат.

Результаты модельных расчетов чисел Шильдса по пространственным распределениям характеристик поверхностных волн и течений достаточно хорошо согласованы с пространственными распределениями чисел Шильдса по данным космических съемок и рельефу дна.

Оценки профиля взвешенных наносов могут быть выполнены по упрощенной модели на основе баланса взмучивания и оседания частиц донного грунта (степенная модель). Вычисленные двумя независимыми методами показатели степени этой модели достаточно хорошо согласованы по величине в зоне проявления активных литодинамических процессов, в данном случае это участок Каркинитского залива между Бакальской и Тендровской косами и вблизи берегов. По мере удаления от этой зоны указанные показатели степени начинают друг от друга существенно различаться.

В статье использованы результаты определений концентрации взвеси в Керченском проливе, полученные экспедициями ЮНЦ РАН, расчетов параметров поверхностных волн, выполненных С.В. Федоровым, прибрежных течений по данным Ю.Н. Рябцева. Данные о поле ветра были представлены М.В. Шокуровым. Автор благодарен названным коллегам за их вклад в подготовку этой работы.

Представленная работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 11-05-90439-Укр\_ф\_а (Россия) и ДФФД Ф40 68 (Украина).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дыкман В.З., Иванов В.А., Кушнир В.М. Нелинейные волны и турбулентность в прибрежной зоне о. Коса Тузла // Морской гидрофиз. журн. 2012. № 4. С. 3–21.
- Иванов В.А., Михинов А.Е. Прогноз динамики наносов в прибрежной зоне моря (Практические рекомендации и примеры расчетов). Севастополь: МГИ АН УССР, 1991. 50 с.
- Иванов В.А., Дыкман В.З., Ефремов О.И. и др. Современные методы и средства контроля морской среды / Под ред. В.А. Иванова. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. 112 с.
- Иванов В.А., Кушнир В.М., Федоров С.В. Динамика изменений рельефа дна в Керченском проливе по данным космических съемок оптическими сканерами // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. Вып. 22. С. 127–155.
- Карабашев Г.С., Евдошенко М.А., Шеберстов С.В. Об индикации придонного переноса на морском мелководье по данным спутникового сканера цвета океана // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 28–36.
- Карабашев Г.С., Евдошенко М.А. О ветровом режиме мелководья как факторе формирования спутниковых изображений моря (на примере Южного Каспия) // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 807–817.
- Кушнир В.М. Структура волнового пограничного слоя над ровным и неровным дном // Морской гидрофиз. журн. 2005. № 6. С. 188–202.
- Кушнир В.М. Придонный пограничный слой в Черном море: экспериментальные данные, турбулентная диффузия, потоки // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 39–48.
- Кушнир В.М. Характеристики приповерхностного слоя Азовского моря по данным оптических сканеров системы MODIS // Исслед. Земли из космоса. 2009. № 3. С. 35–46.
- Кушнир В.М., Душко В.Р., Федоров С.В. Воздействие морской среды на системы освоения шельфа. Севастополь: СевНТУ, 2009. 303 с.
- Кушнир В.М., Бердников С.В. Характеристики взвеси в Керченском проливе по данным контактных и дистанционных измерений // Геоинформатика. 2010. № 2. С. 61–67.
- Ломакин П.Д., Спиридонова Е.О., Чепыженко А.И. и др. Антропогенные и природные источники взвешенного вещества в водах Керченского пролива // Морской экологич. журн. 2008. Т. 7. № 4. С. 51–59.
- Маньковская Е.В. Информационная технология обработки гидрооптической информации для экологического контроля морских вод: Дис. ... канд. технич. наук. МГИ НАН Украины, 2011. 153 с.
- Маньковская Е.В., Маньковский В.И. Информационная технология обработки измерений флуктуаций прозрачности морской среды для определения параметров крупной взвеси // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: МГИ НАНУ, 2008. С. 137–139.
- Матишов Г.Г., Поважный В.В., Бердников С.В., Мозес В.Д., Гительсон А.А. Оценки концентрации хлорофилла а и первичной продукции в Азовском море с использованием спутниковых данных // Докл РАН. 2010. Т. 432. № 4. С. 563–566.
- Монин А.С., Ozmidov P.B. Океанская турбулентность. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 320 с.
- Сапрыгин В.В. Изучение распределения хлорофилла-а в Азовском море по данным дистанционного зондирования Земли из космоса и результатам судовых измерений: Дис. канд. географ. наук. Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, 2011. 125 с.
- Седов А.И. Методы подобия и размерности в механике. М.: Наука, 1972. 440 с.
- Спиридонова Е.О. Оценка влияния гидрометеорологических факторов на распределение донных осадков в Керченской бухте // Сб. тр. Межд. науч.-технич. сем. "Системы контроля окружающей среды". 14 сентября 2007 г. Севастополь, 2007. С. 235–239.
- Толкаченко Г.А. Исследования пространственных масштабов оптических неоднородностей аэрозоля над Черным морем // Системы контроля окружающей среды. Севастополь, 2010. Вып. 14. С. 83–88.
- Gordon H.R. Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № D14. P. 17.081–17.106.
- Moses W.J., Gitelson A.A., Berdnikov S., Povazhnyy V. Satellite estimation of chlorophylla concentration using the red and NIR bands of MERIS - The Azov Sea case study // IEEE Geosci. Rem. Sens. Lett. V. 6. № 4. P. 845–849.
- Skjelbreia L., Hendrickson A. Fifth order gravity wave theory // Proc. 7th Conf. Coastal Engineering. 1961. P. 184–196.

## Characteristics of Coastal Dynamics Benthic According Satellite Imagery Optical Scanner

V. M. Kushnir

*Marine Hydrophysical Institute, National Academy of Sciences of Ukraine, Sevastopol*

Possibility of definition of parameters of benthic dynamics of coastal zones (depth first tens in m, distance from coast first tens in km) which bottom consists mainly of an inconsistent ground material – sand is considered. Indications of optical scanners of system MODIS on lengths of waves of 645 and 858.5 nm, with the spatial resolution of 250 m for the western coast of Crimea are used. The atmosphere account is carried out on the basis of the analysis of optical contrasts of a coastal zone and a zone of transparent sea waters behind its limits. As dimensionless dynamic parameters of a coastal zone numbers of Shields are used. It is shown, that the basic features of spatial structure of Shields numbers, according to space surveys and modeling calculations as a whole correspond each other.

**Keywords:** coastal zone, suspension concentration, optical scanners, Shields numbers