

Развитие оптических методов измерений уклонов морской поверхности

Н.Е. Лебедев, А.А. Алескерова, Е.М. Плотников

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия
E-mail: nick_leb@mail.ru*

Представлен краткий обзор развития оптических методов измерений уклонов морской поверхности, в рамках которого рассмотрены пассивные и активные методы. Первые оптические исследования уклонов проводились по изображениям морской поверхности, полученным в начале XX века с помощью стереофотосъемки. В 1950-х гг. последовал эксперимент Кокса-Манка, в котором характеристики уклонов определялись по данным аэрофотосъемки. В 2000-х гг. для измерения уклонов морской поверхности были использованы оптические сканеры, установленные на космических аппаратах. Активные методы измерения уклонов начали быстро развиваться с появлением лазеров; их можно разделить на две группы: основанные на отражении лазерного луча морской поверхностью и основанные на преломлении лазерного луча на границе вода-воздух. Рассмотрены возможности и ограничения применения этих методов. Результаты измерений уклонов, полученные с помощью пассивных и активных методов, предназначены для применения в разных областях. Пассивные методы позволяют получать информацию для решения задач метеорологии и океанографии. Активные методы ориентированы на решение задач физики взаимодействия океана и атмосферы, в первую очередь на исследования проявления на морской поверхности процессов, протекающих в пограничных слоях моря и атмосферы.

Ключевые слова: средства и методы измерений, уклоны морской поверхности, отражение света, преломление света

*Одобрена к печати: 06.04.2016
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-3-136-149*

Введение

Знание распределения уклонов морской поверхности необходимо для решения широкого круга задач: волнового моделирования, отражения и преломления акустических и радиоволн, развития оптических моделей морской поверхности, определения цветности моря, измерения скорости приповерхностного ветра, контроля поверхностных загрязнений и т.п. Принципиальное значение оно имеет для целей дистанционного зондирования, которое основано на регистрации электромагнитных волн, рассеянных либо излученных морской поверхностью.

Любой процесс взаимодействия электромагнитных волн с морской поверхностью зависит от шероховатости границы раздела вода-воздух (Басс и др., 1975). В свою очередь, шероховатость определяется проявлением коротких гравитационных, гравитационно-капиллярных и капиллярных поверхностных волн. Актуальность задач взаимодействия электромагнитных волн с морской поверхностью стимулировала проведение работ по изучению изменчивости ее тонкой топографической структуры (Давидан, Трапезников, 1981; Христофоров и др., 1993а). Наиболее эффективными методами для этих целей являются оптические, поскольку они не вносят возмущения в поле коротких волн, а при использовании лазерной подсветки имеют пространственное разрешение на два порядка лучшее, чем у контактных датчиков (Христофоров и др., 1992а). В глобальных же масштабах информация об уклонах морской поверхности обеспечивается данными оптических сканеров, размещенных на космических аппаратах (Bréon, Henriot, 2006; Запезалов, Лебедев, 2014).

В настоящей работе представлен краткий обзор развития и характерных особенностей, возможностей и ограничений оптических методов измерения уклонов морской поверхности.

Пассивные методы измерений уклонов морской поверхности

Наземные измерения

Оптические методы определения характеристик волнения, основанные на отражении света взволнованной морской поверхностью, появились в начале XX века. Подсветка поверхности осуществлялась естественными – Солнце, Луна, или искусственными – фонари, прожекторы и т.п. источниками (в приложении к ныне действующим космическим системам таким источником является Солнце).

Первыми неконтактными измерениями волнения можно считать стереофотосъемки морской поверхности, выполненные в 1906 г. Кооль-Штеттером в Германии и в 1907 г. академиком Крыловым в России (Загородников, 1978). В 1924 г. академик Шулейкин предложил способ определения ее уклонов по распределению яркости в солнечных и лунных “дорожках” (Шулейкин, 1924). В 1934 г. Хулбертом (Hulburt, 1934) по наблюдениям солнечной дорожки было показано, что максимальные значения уклонов морской поверхности, создаваемых волнами всех масштабов, возрастают от 15° при скорости ветра 1,5 м/с и до 25° при скорости ветра 10 м/с.

Аэрокосмические измерения

В 1950-х годах идея Шулейкина была развита Коксом и Манком (далее КМ) в их ставшем классическим эксперименте (Cox, Munk, 1954). Эта работа явилась первым значительным инструментальным исследованием уклонов взволнованной морской поверхности, проведенным по анализу аэрофотографий (с высоты 610 м, пространственным разрешением около 0,5 м и зенитными углами солнца θ_s от 10° до 35° ; вектор скорости приводного ветра U определялся с борта вспомогательного судна на высоте 12,5 м; величина U в данном исследовании находилась в пределах 1-14 м/с). В ней была построена модель двумерного распределения уклонов, включающая зависимость от U дисперсий продольных и поперечных относительно направления U компонентов уклонов, асимметрии и эксцесса распределения – как чистой поверхности, так и покрытой пленкой (представляющей смесь машинного масла, дизельного топлива и рыбьего жира в соотношении 4/4/2) толщиной около 20 мкм. Полученные КМ статистические характеристики уклонов до сих пор широко используются в задачах рассеяния электромагнитного излучения морской поверхностью (Zhang, Wang, 2010; Пустовойтенко, Запевалов, 2012). К погрешности этой модели приводит неучет влияния тени облаков и пятен возникающей при обрушении гребней волн пены; диффузного рассеяния, прошедшего в водную толщу света; отражения поверхностью света, рассеян-

ного в атмосфере (Стрижкин, 2010). Кроме того, в экспериментах КМ не учитывался ряд физических факторов, которые влияют на связь характеристик уклонов и скорости ветра. К таковым относятся вариации скорости поверхностного течения и устойчивость приподнятого слоя воздуха (Shaw, Churnside, 1997).

В 1990-х годах исследование, аналогичное проделанному КМ, провели Бреон и Генриот (Bréon, Henriot, 2006) (далее БГ). Оно было основано на анализе 24000 спутниковых изображений солнечного блика разрешением 6 км и θ_s от 0° до 60° по всей акватории Земного шара, при этом величины U определялись по показаниям бортового скаттерометра (их диапазон составил 0-15 м/с). Работа же КМ базировалась на анализе 29 фотоснимков, полученных в единственном эксперименте вблизи Гавайских островов. Это делает полученные БГ результаты более надежными и универсальными. Надо отметить, что при различии пространственных масштабов осреднения отражающих поверхностей у КМ и БГ на 4 порядка, расхождения между рассчитанными по этим моделям статистическими характеристиками уклонов невелики (Пустовойтенко, Лебедев, 2015) и укладываются в среднеквадратические ошибки, которые в модели БГ значительно меньше, чем у КМ.

Источники погрешности модели БГ – те же, что и у КМ. Участки с большим количеством пены или аэрозоля отбраковывались на основе сравнения по яркости с «хорошими» участками на краю скана.

В начале 2000-х гг. была опубликована работа Эбучи и Кизу (Ebuchi, Kizu, 2002) (далее ЭК), основанная на анализе собранных по субтропической акватории с 1995 г. по 1999 г. геостационарным спутником GMS «данных около 30 миллионов точек» зоны солнечного блика с пространственным разрешением 25 км в совокупности с данными скаттерометрических измерений U (их диапазон составил 0-10 м/с). Полученная ими зависимость дисперсии продольной компоненты уклона от U заметно ниже, чем у КМ (более того – она оказалась меньше, чем у поперечной компоненты; такой результат, по нашему мнению, не имеет сколько-нибудь правдоподобного объяснения). Сами авторы, отмечая это отличие, приписывают его тому, что на их результатах сказывается возраст волн – в эксперименте КМ волны были молодые, а в их наблюдении – развитые, что могло повлиять на особенности распределения уклонов. Такое объяснение не может быть достаточным ввиду того, что возраст волн по большей части влияет на характеристики основных энергонесущих составляющих волнового поля (Donelan et al., 1985), тогда как главный вклад в дисперсию уклонов дают короткие волны со временем жизни порядка 10 с. С другой стороны, в работе БГ отбор по стадиям развития волнового поля не проводился, и если бы дисперсия уклонов существенно зависела от стадии развития волн, то полученные в ней зависимости характеристик уклонов имели бы значительный разброс – больший, чем у КМ. В реальности же он оказался заметно меньшим. Модель ЭК, за исключением (MERIS Products..., 2006), не используется.

Основными областями применения пассивных методов измерений уклонов морской поверхности средствами дистанционного зондирования являются метеорология и океанография.

Реальная плотность вероятности $P(\xi_x, \xi_y)$ уклонов ξ_x, ξ_y элемента поверхности является квазигауссовой и аппроксимируется рядом Грама-Шарлье. Но поскольку параметры, необходимые для построения модели $P(\xi_x, \xi_y)$, известны с конечной точностью, то возможно рассчитать лишь небольшое число слагаемых этого ряда (на практике – до 4 порядка включительно). Таким образом, модели $P(\xi_x, \xi_y)$ являются собой усеченный ряд Грама-Шарлье, а он имеет искажения на «крыльях» распределения, вплоть до появления отрицательных значений (Кендалл, Стьюарт, 1966). Это делает проблематичным применение результатов КМ и БГ для обработки спутниковых данных во всем диапазоне углов визирования морской поверхности. Способ коррекции модельных распределений $P(\xi_x, \xi_y)$, снимающей данную проблему, предложен в работе (Запевалов, Лебедев, 2014).

Активные методы измерений уклонов морской поверхности

Методы, основанные на отражении света морской поверхностью

Существенный импульс к развитию оптических методов придало появление оптических квантовых генераторов. При их применении пространственное разрешение определяется размерами лазерного пятна на морской поверхности и на два порядка превышает разрешение при измерениях контактной аппаратурой со струнными датчиками, которое по пространству (расстояние между датчиками) не меньше 10 см (Калинин, Лейкин, 1988; Христофоров и др., 1992б).

Одной из первых работ, направленных на изучение отражения лазерного луча от взволнованной водной поверхности, были лабораторные и самолетные эксперименты, проведенные Джелалианом (Jelalian, 1968). Впоследствии это направление получило интенсивное развитие. Большой цикл исследований был выполнен в Институте общей физики РАН, где основной упор делался на самолетные измерения (Аброскин и др., 1986; Бункин и др., 1986), и в Акустическом институте им. акад. Н.Н. Андреева, где проводились лабораторные и судовые эксперименты (Носов и др., 1990). В Морском гидрофизическом институте НАН Украины исследования структуры морского волнения средствами лазерного зондирования проводились на Черноморской океанографической платформе (Христофоров и др., 1992б). В харьковском НПО «Метрология» был разработан и испытан в морских условиях лазерный измеритель среднеквадратичных уклонов взволнованной морской поверхности (Александров, Легеза, 1988).

В области лазерного зондирования морской поверхности сложились три основные направления: импульсная локация, фазовая профилометрия и индикация бликов. Первые два ориентированы на исследование крупномасштабных компонентов волнения (Гуревич и др., 1979).

Индикация лазерных бликов дает информацию о мелкомасштабных компонентах волнения (Христофоров и др., 1993а; Запевалов, 2000). Этот метод успешно применяется как в лабораторных экспериментах, так и в морских исследованиях, выполнявшихся с борта

судна, самолета и со стационарной платформы (Бункин и др., 1986; Носов и др., 1990; Христовых и др., 1993б). Одной из модификаций метода индикации лазерных бликов является проведение измерений в режиме сканирования (Wu et al., 1981; Shaw, Churnside, 1997).

Следует подчеркнуть, что индикация лазерных бликов во всех ее модификациях позволяет получать статистические оценки уклонов только в рамках *a priori* построенных моделей (Запевалов, Ратнер, 2002). В частности, в рамках предположения о нормальном распределении уклонов при вертикальном зондировании, по измеренной суммарной длительности регистрируемых бликов зеркального отражения можно оценить дисперсию уклонов, поскольку в этом случае вероятность регистрации отраженного луча, кроме дисперсии уклонов, зависит от двух известных параметров: расстояния от морской поверхности до фотоприемника и от диаметра его апертуры (Александров, Легеза, 1988).

Типичная схема прибора для лазерного зондирования морской поверхности с совмещенными источником и приемником оптического сигнала представлена на *рис. 1а* (Запевалов, 2008). Источником оптического сигнала является лазер (1), луч которого с помощью (3) через объектив (4) направляется на водную поверхность. При зеркальном отражении попавший в объектив отраженный луч с помощью той же призмы (4) направляется на точечный фотоприемник (2). Вместо призмы может быть использовано зеркало либо система зеркал для сканирования поверхности (Shaw, Churnside, 1997).

При вертикальном падении оптического луча на невозмущенную водную поверхность назад к фотоприемнику отражается $\sim 2\%$ его энергии; возмущения поверхности приводят к уменьшению этой величины. Чтобы регистрировать блики зеркального отражения при сильных ветрах и значительных возмущениях поверхности, необходимо использовать фотоприемник с порогом чувствительности, соответствующим $\sim 0,05\%$ энергии лазерного луча.

Методы, основанные на преломлении света на границе вода-воздух

В лабораторных экспериментах широкое распространение получили лазерные уклонометры, в которых используется эффект преломления луча света на границе двух прозрачных сред (Tober et al., 1973, Palm et al., 1977). В отличие от пассивных методов измерения уклонов и методов, основанных на отражении лазерного луча от морской поверхности, являющихся косвенными, измерения с помощью лазерных уклонометров позволяют определять величины уклонов поверхности без каких-либо априорных представлений об их статистике, а напрямую из измерений.

Принцип работы лазерного уклонометра иллюстрирует оптическая схема, приведенная на *рис. 1б* (Запевалов, 2008). Лазер (1) расположен в подводном герметичном контейнере. Лазерный луч, отражаясь от зеркала (2), проходит защитное стекло (3) и, пересекая морскую поверхность, попадает в объектив из двух одинаковых линз (4). Луч проецируется на расположенный в фокальной плоскости объектива полупрозрачный матовый экран (5), концентрируется линзой (6) и через интерференционный фильтр (7) попадает на матричное фотопреобразовательное устройство (8).

Лазерные уклономеры применяют и в морских условиях; при этом необходимая калибровка проводится в лаборатории (Tober et al., 1973). Имеется ограничение их применения, связанное с тем, что расстояние от морской поверхности до прибора не может быть большим – иначе отраженный лазерный луч может не попасть в объектив фотоприемника. Как правило, их можно использовать, если высота волн не больше 1 м. Для снятия данного ограничения было предложено устанавливать уклономер на вертикально перемещающуюся платформу, которая отслеживает границу вода-воздух (Palm et al., 1977). Эта идея была реализована в экспериментах (Lubard et al., 1980; Tang, Shedmin, 1983) по изучению связи характеристик уклонов, рассчитанных по оптическим изображениям морской поверхности и измеренных лазерным уклономером. В этих экспериментах следящие системы платформ отслеживали высоты поверхностных волн частотами ниже 0,3 Гц с точностями ± 10 см и ± 5 см соответственно.

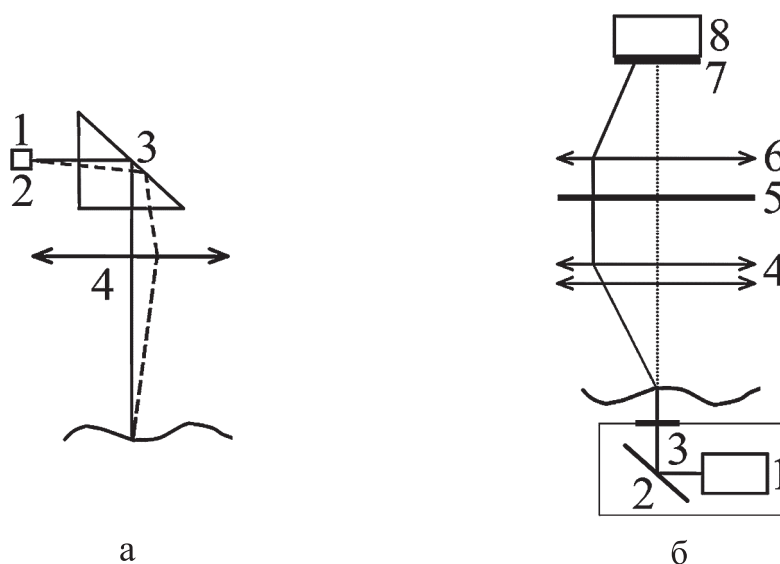


Рис. 1. Оптические схемы: а) прибора для лазерного зондирования с отражением от морской поверхности; б) лазерного уклономера

Активные методы ориентированы на решения задач физики взаимодействия моря и атмосферы, в первую очередь – на исследования физических механизмов проявления на морской поверхности процессов, протекающих в пограничных слоях моря и атмосферы.

К источникам их погрешности относятся сферическая аберрация объектива и нарушения вертикальности визирования (Hughes et al., 1977).

Сопоставление статистических характеристик, полученных пассивными и активными методами

Результаты, полученные КМ и позднее БГ, являются наиболее методически проработанными и полными. В связи с этим многие исследователи сравнивали свои результаты с данными КМ (некоторые – с БГ и ЭК). Эти сопоставления представляют интерес также и потому, что в них проявляется роль факторов, неучтенных в анализе КМ, БГ и ЭК.

Во многих случаях результаты, полученные активными методами (с помощью лазерных уклономеров), оказались зависимыми от устойчивости приводного слоя воздуха, которая характеризуется числом Ричардсона: $Ri = g(t_a - t_w) t_w^{-1} U^{-2}$, где g – ускорение свободного падения; $t_a, t_w, ^\circ\text{C}$ – температуры воздуха и воды вблизи границы раздела. При положительной устойчивости ($Ri > 0$) происходит подавление ряби и уменьшение уклонов поверхности, и наоборот (Shaw, Churnside, 1997).

Авторы работы (Shaw, Churnside, 1997) получили выраженную связь найденной ими дисперсии продольной компоненты уклонов σ_u^2 с устойчивостью: $\sigma_u^2 = \sigma_{u\text{KM}}^2 (1,42 - 2,8Ri)$ при $Ri = -0,23 \dots 0,27$; асимметрия и эксцесс также оказались связанными с Ri . Таким образом, по их расчетам, в зависимости от устойчивости, величина σ_u^2 может быть как больше $\sigma_{u\text{KM}}^2$ (при $Ri < -0,15$), так и меньше $\sigma_{u\text{KM}}^2$ (при $Ri > -0,15$). Здесь $\sigma_{u\text{KM}}^2$ суть σ_u^2 в модели КМ.

Авторы работ (Hughes et al., 1977; Христофоров и др., 1992б) по измерениям волнения лазерными уклономерами получили оценки тех статистических характеристик уклонов морской поверхности, что и КМ, БГ. Первые проводили исследования у Канадского побережья с носа медленно движущегося судна в диапазоне ветров 4–8 м/с, вторые – с океанографической платформы в Кацивели в диапазоне ветров 0–11 м/с; те и другие – при положительной устойчивости. В работе (Христофоров и др., 1992б) исследованы также околостилевые ситуации в зонах ряби и сликов, выглаженных внутренними волнами; полученные результаты свидетельствуют о значительном влиянии состояния поверхности на статистические характеристики волнения. Так, при $U = 2$ м/с дисперсии поперек и вдоль направления ветра σ_c^2, σ_u^2 в сликах составляли 57% и 66% от соответствующих величин у БГ и с ростом U возрастали, а в зонах ряби между сликами – соответственно 128% и 189% и убывали. При полном отсутствии сликов величины σ_c^2 с ростом U от 4 м/с до 11 м/с возрастали от 45% до 98% величин σ_c^2 у БГ, а σ_u^2 – убывали от 104% до 101% величин σ_u^2 у БГ. По результатам работы (Hughes et al., 1977), в зонах ряби между сликами величины σ_c^2 с ростом U от 4 м/с до 8 м/с возрастали от 71% до 78% величин σ_c^2 у БГ, а σ_u^2 – убывали от 78% до 76% величин σ_u^2 у БГ.

Авторы работы (Su et al., 2002) по анализу фотометрических (0,5 мкм) наблюдений с прибрежной платформы пришли к выводу, что модель КМ занижает и сужает значения распределений отраженной яркости, за исключением штилевых ситуаций, и что расхождения между теорией КМ и их наблюдениями возрастают с ростом U и / или зенитного угла солнца θ_s . Но эти наблюдения проводились при величинах $\theta_s \geq 58^\circ$ – больших, чем в эксперименте КМ, так что расхождения, вызванные этим обстоятельством, могут быть ожидаемы. В этом исследовании значимой связи статистических характеристик волнения с устойчивостью выявлено не было.

В работе (Gatebe, 2005) описаны самолетные наблюдения зоны солнечного блика в июле-августе 2001 г. над западной Атлантикой при θ_s , сходных с этими величинами у КМ (скорость ветра рассчитывалась по яркости солнечного блика по алгоритму, включающему модель КМ и представление поверхности как ламбертовского рассеивателя для восходящего из водной толщи излучения). Для большинства ситуаций модель КМ описы-

вала их наблюдения с точностью лучше 30%, но при U менее 3 м/с в центре блика рассчитанная по КМ яркость была примерно на 30% меньше наблюдаемой. Последнее находится в противоречии с результатами работы (Su et al., 2002).

Авторы работы (Fox et al., 2007) провели ряд измерений в зоне солнечного блика по показаниям спектрорадиометра MISR спутника MODIS-TERRA, рассчитали приводный ветер по модели КМ и сравнили его с ветром, полученным от буев. СКО их разности составило 2,6 м/с, тем самым «подтвердив высокую точность» модели КМ.

Авторы работы (Fukushima et al., 2009) провели измерения яркости в зоне солнечного блика по показаниям прибора GLI спутника ADEOS II и U по показаниям размещенного на этом же спутнике скаттерометра, на основе чего получили зависимость $\sigma^2(U)$. Сопоставление ее с величинами $\sigma^2(U)$ моделей КМ и ЭК показало очень хорошее совпадение с расчетом $\sigma^2(U)$ по модели КМ для $U > 4$ м/с; при $U < 4$ м/с большая близость была с $\sigma^2(U)$ по ЭК.

Авторы работы (Zhang, Wang, 2010) провели расчеты яркости зоны солнечного блика, полученной по измерениям спутника MODIS-AQUA на длинах волн 0,859, 1,24 мкм и 2,13 мкм и скорректированной на локальные значения пропускания атмосферы, рассчитанные по внебликовым измерениям. Полученные значения были сопоставлены с расчетами яркости, основанными на моделях КМ, БГ, ЭК (Wu, 1990; Mermelstein et al., 1994); ветер был взят из базы данных NCEP. Это сопоставление дало хорошее совпадение при использовании моделей КМ и БГ и заметно худшее – для остальных моделей.

В апреле 2006 г. запущен спутник CALIPSO с лидаром CALIOP для квазивертикального ($0,3^\circ$) профилирования атмосферного аэрозоля и облачности. Авторы работы (Hu et al., 2008) воспользовались возможностями этой аппаратуры для уточнения связи $\sigma^2(U)$. Величины σ^2 определялись по отраженному лидарному излучению, U – по показаниям микроволнового радиометра AMSR-E спутника AQUA, движущегося за 75 с до CALIPSO по той же орбите. По совокупности глобальных данных ($\sigma^2(\text{CALIOP})$, $U(\text{AMSR-E})$) была построена трехмерная гистограмма, скорректированная на вклад пены в величину отраженного сигнала. Вид кривой $\sigma^2(U)$ выбирался таким, чтобы она проходила под максимумами гистограммы. При $U < 7$ м/с оптимальной является регрессия $\sigma^2(U) = 0,0146U^{1/2}$; при $7 \leq U < 13,3$ м/с вид $\sigma^2(U)$ соответствует полученному КМ; при $U \geq 13,3$ м/с – найденному в работе (Wu, 1990). Последнее выражение слабо отличается от КМ, и в последующей публикации (Hu, Weimer, 2009) оно исключено в пользу КМ. Среднеквадратичное отклонение разности между величинами $U(\text{CALIOP})$, полученными обращением построенного выражения $\sigma^2(U)$ и $U(\text{AMSR-E})$, равно 1,2 м/с, что является очень хорошим результатом – при том, что диаметр пятна излучения лидара на поверхности составлял 70 м, а пространственное разрешение AMSR-E – 20 км.

Из полученных в работе (Hu et al., 2008) результатов следует, что вид $\sigma^2(U)$ для ветров > 7 м/с весьма близок к модели КМ, и что для повышения общей точности модели КМ надо особо рассмотреть диапазон скоростей до 7 м/с, определив там в отдельности статистические характеристики волнения.

Приведенные результаты исследований различных авторов показывают относительно хорошую точность моделей КМ и БГ при $U > 2-3$ м/с (большую для $U > 7$ м/с), а также указывают пути их улучшения – учетом влияния на шероховатость поверхности устойчивости приповерхностного слоя воздуха; дополнительного моделирования статистических характеристик морской поверхности для $U < 7$ м/с; более тщательной отбраковки ситуаций с наличием пены на поверхности.

Как видно, между пассивными и активными методами определения статистических характеристик уклонов имеют место заметные количественные расхождения. К числу причин этих расхождений можно отнести следующие. Диапазоны значений устойчивости, характерных при проведении пассивных и активных измерений, не совпадают, что приводит к занижению дисперсий, полученных активными методами в сравнении с пассивными. Активные измерения могут проводиться только в непосредственной близости от морской поверхности – следовательно, при сравнительно слабых ветрах (когда модели КМ, БГ менее точны), что приведет к отличию построенных статистических характеристик от полученных пассивными методами в большом диапазоне скоростей ветра. Также следует учитывать, что из-за специфики усеченного ряда Грама-Шарлье, которым аппроксимируют плотность вероятностей уклонов, модели КМ и БГ области больших уклонов описывают неправильно и требуют коррекции (Cox, Munk, 1954).

Некоторые аспекты сопоставления групп пассивных (КМ, БГ) и активных (Hughes et al., 1977; Христофоров и др., 1992б) методов представлены в *табл. 1*. Расчеты по двум последним пунктам *табл. 1* для работ (Hughes et al., 1977; Христофоров и др., 1992б) проведены в диапазонах скоростей ветра их исходных данных.

Таблица 1. Некоторые аспекты сопоставления пассивных и активных методов получения статистических характеристик уклонов морской поверхности

<i>пара- метры сравнения</i>	<i>пассивные</i>	<i>активные</i>
литературные источники	(1) (Cox, Munk, 1954); (2) (Bréon, Henriot, 2006)	(3) (Hughes et al., 1977); (4) (Христофоров и др., 1992б)
глобальность проведения измерений и применимости полученных результатов	глобальная; для решения метеорологических и океанографических задач	локальная, соответствующая условиям проведения опорных измерений; для исследования пограничных слоев моря и атмосферы
размещение измерительной аппаратуры	платформы, аэрокосмические носители	платформы, суда
первичные данные	данные пространственного распределения углов и яркости морской поверхности	временные ряды углов преломления лазерного луча на границе вода-воздух
диапазоны скоростей ветра в исходных данных (высота измерения)	(1) 1 – 14 (12,5 м); (2) 0 – 15 (10 м)	(3) 4 – 8 (19,5 м); (4) 0 – 11(18 м)

условия, благоприятствующие измерениям	безоблачная чистая атмосфера, отсутствие пены	высота волн не более 1 м, отсутствие брызг
ограничения	недостаточная точность в околостильевых ситуациях	недостаточная точность при больших скоростях ветра
близость результатов модельных расчетов σ_u^2 , σ_c^2 внутри групп методов	очень близкая, в пределах доверительных интервалов БГ	по σ_u^2 : в пределах 36–40 %, по σ_c^2 : в пределах 7–56 %
близость результатов модельных расчетов σ_u^2 , σ_c^2 между группами методов	σ_u^2 , σ_c^2 (3) занижены относительно пассивных на 20–30%, σ_u^2 (4) завышены относительно пассивных на 1–4%, σ_c^2 (4) занижены относительно пассивных на 2–55%	

Заключение

Методы оптических измерений уклонов морской поверхности за более чем столетний срок получили широкое и интенсивное развитие. Они делятся на пассивные, в которых источником излучения является Солнце, и активные, где источником излучения является лазер. Пассивные методы реализуются с помощью аппаратуры, установленной на аэро- и космических платформах, и используются при решении метеорологических и океанографических задач. Активные методы ориентированы на исследование тонкой структуры волнения и решения задач физики взаимодействия океана и атмосферы, в первую очередь – на исследования физических механизмов проявления на морской поверхности процессов, протекающих в пограничных слоях моря и атмосферы.

Своеобразным эталоном статистических характеристик коротковолновых уклонов взволнованной ветром морской поверхности является построенная на основе анализа аэрофотографий модель Кокса-Манка. Она получила широкое распространение при интерпретации данных дистанционного зондирования в оптическом, ближнем ИК- и радиодиапазонах. Многочисленные исследования, выполненные оптическими сканерами, спутниковым лидаром, лазерными уклономерами, подтвердили ее корректность, но также показали и ограничения при ветрах менее 3 м/с, когда на поверхности одновременно могут существовать зоны ряби и слики. Модель Бреона-Генриота количественно близка к модели Кокса-Манка и имеет те же ограничения, но, вследствие построения на большем количестве исходных данных, охватывающих большее количество возможных ситуаций и меньших среднеквадратических ошибках полученных статистических характеристик, ее применение предпочтительнее.

Дальнейшее совершенствование пассивных методов должно учитывать устойчивость приповерхностного слоя воздуха и особенности волнения при условиях, близких к штилевым.

Вследствие характерных особенностей проведения измерений пассивными и активными методами, полученные на их основе статистические характеристики уклонов отличаются. Области их применения должны соответствовать тем условиям, в которых они были получены.

Литература

1. *Аброскин А.Г., Бункин А.Ф., Власов Д.В.* Натурные эксперименты по лазерному зондированию на установке Чайка // Тр. ИОФАН СССР, Дистанционное зондирование океана. 1986. Т. 1. С. 23–39.
2. *Александров А.П., Легеза В.П.* Лазерный измеритель среднеквадратичных наклонов взволнованной морской поверхности // Морской гидрофизический журнал. 1988. № 6. С. 51–56.
3. *Басс Ф.Г., Брауде С.Я., Калмыков А.И., Мень А.В., Островский И.Е., Пустовойтенко В.В., Розенберг А.Д., Фукс И.М.* Методы радиолокационных исследований морского волнения (радиоокеанография) // Успехи физических наук. 1975. Т. 116. С. 741–743.
4. *Бункин Ф.В., Воляк К.И., Маляровский В.Г., Михалевич В.Г., Солнцев М.В., Шевченко Т.Б., Шуган И.В.* Измерение параметров ветрового волнения по статистике отраженного лазерного сигнала // Тр. ИОФАН СССР. М.: Наука, 1986. С. 3–23.
5. *Гуревич Г.С., Жигулева И.С., Лысенко Б.Н. Павлов В.И., Рокотян В.Е., Шейнин А.Б.* Определение формы морской поверхности с помощью лидара // Тр. ЦАО. 1979. Вып. 139. С. 93–98.
6. *Давидан И.Н., Трапезников Ю.Л.* Проблемы исследования высокочастотной области спектра ветровых волн // Гидрометеорология. Сер. Океанология. Вып. 1. Обнинск, 1981. 46 с.
7. *Загородников А.А.* Радиолокационная съемка морского волнения с летательных аппаратов. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 239 с.
8. *Запевалов А.С.* Зависимость статистики бликов зеркального отражения при лазерном зондировании морской поверхности от характеристик ее локальных уклонов // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 1. С. 1123–1127.
9. *Запевалов А.С.* Статистические модели морской поверхности в задачах рассеяния акустического и электромагнитного излучения // Дисс. ...докт. физ.-мат. наук. Севастополь: Морской гидрофизический институт НАН Украины, 2008. 290 с.
10. *Запевалов А.С., Лебедев Н.Е.* Моделирование статистических характеристик поверхности океана при дистанционном зондировании в оптическом диапазоне // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 1. С. 28–33.
11. *Запевалов А.С., Ратнер Ю.Б.* Эффекты квазигатуссового характера распределения уклонов морской поверхности при лазерном зондировании // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 10. С. 925–928.
12. *Кендалл М.Дж., Стьюарт А.* Теория распределений. М.: Наука, 1966. 588 с.
13. *Носов В.Н., Пашин С.Ю., Хандогин Д.Н., Дубнер А.Б.* Об использовании метода лазерного зондирования для регистрации анизотропии поверхностного волнения // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26. № 2. С. 206–212.
14. *Пустовойтенко В.В., Запевалов А.С.* Оперативная океанография: Спутниковая альтиметрия – Современное состояние, перспективы и проблемы. Севастополь: Морской гидрофизический институт НАН Украины, 2012. 218 с.
15. *Пустовойтенко В.В., Лебедев Н.Е.* Сравнение статистических моментов уклонов морской поверхности, полученных по данным оптических сканеров и лазерных уклономеров // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 1. С. 102–109.
16. *Стрижский И.И.* Анализ оптического метода определения уклонов волн по фотоснимкам зоны блика // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 3. С. 411–419.
17. *Христофоров Г.Н., Запевалов А.С., Бабий М.В.* Измерения параметров шероховатости морской поверхности при переходе от штиля к ветровому волнению // Изв. Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 1992а. Т. 28. № 4. С. 424–431.
18. *Христофоров Г.Н., Запевалов А.С., Бабий М.В.* Статистические характеристики уклонов морской поверхности при разных скоростях ветра // Океанология. 1992б. Т. 32. Вып. 3. С. 452–459.
19. *Христофоров Г.Н., Запевалов А.С., Смоллов В.Е.* Зависимость амплитудных характеристик высокочастотных компонент спектра ветровых волн от скорости ветра над морем // Морской гидрофизический журнал. 1993а. № 3. С. 67–77.
20. *Христофоров Г.Н., Запевалов А.С., Смоллов В.Е., Фельдман Ю.Р.* Лазерная локация топографических неоднородностей на шероховатой морской поверхности // Морской гидрофизический журнал. 1993б. № 6. С. 64–73.
21. *Шулейкин В.В.* Оптический метод изучения морских волн // Записки по гидрографии. 1924. Т. 5. № 9. С. 49–56.
22. *Bréon F.M., Henriot N.* Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions // J. Geoph. Res. 2006. Vol. 111. No. 6. C06005.
23. *Cox C., Munk W.* Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter // J. Optical. Soc. America. 1954. Vol. 44. No. 11. P. 838–850.
24. *Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H.* Directional spectra of wind-generated waves // Phil. Trans. R. Soc. London. 1985. Vol. A315. P. 509–562.
25. *Ebuchi N., Kizu S.* Probability distribution of surface wave slope derived using Sun glitter images from geostationary meteorological satellite and surface vector winds from scatterometers // J. Oceanogr. 2002. Vol. 58. P. 477–486.
26. *Fox D., Gonzalez E., Kahn R., Martonchik J.* Near-surface wind speed retrieval from space-based, multi-angle imaging of ocean sun glint patterns // Remote Sensing of Environment. 2007. Vol. 107. Issues 1-2. P. 223–231.
27. *Fukushima H., Suzuki K., Li L., Suzuki N., Murakami H.* Improvement of the ADEOS-II/GLI sun-glint algorithm using concomitant microwave scatterometer-derived wind data // Adv. Space Res. 2009. Vol. 43. Issue 6. P. 941–947.
28. *Gatebe C. K., King M. D., Lyapustin A. I., Arnold G. T., Redemann J.* Airborne spectral measurements of ocean directional reflectance // J. Atmos. Sci. 2005. Vol. 62. Issue 4. P. 1072–1092.

29. Hu Y., Stamnes K., Vaughan M., Pelon J., Weimer C., Wu D., Cisewski M., Sun W., Yang P., Lin B., Omar A., Flittner D., Hosteller C., Trepte C., Winker D., Gibson G., Santa-Maria M. Sea surface wind speed estimation from space-based lidar measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. Vol. 8. P. 3593–3601.
30. Hu Y, Weimer C. High Resolution Sea Surface Roughness and Wind Speed with Space Lidar (CALIPSO). 2009. <http://cimss.ssec.wisc.edu/iwgg/iww10/talks/hu.pdf>.
31. Hughes B.A., Grant H.L., Chappell R.W.A. A fast response surface-wave slope meter and measured wind-wave components // *Deep-Sea Res.* 1977. Vol. 24. No. 12. P. 1211–1223.
32. Hulburt E.O. The polarization of light at sea // *J. Optical. Soc. America.* 1934. Vol. 24. No. 1. P. 35–42.
33. Jelalian A. Sea echo at laser wavelengths // *Proc. IEEE.* 1968. Vol. 56. No. 5. P. 49–56.
34. Lubard S.C., Krimmel J.E., Thebaud L.R., Evans D.D., Shemdin O.H. Optical image and laser slope meter intercomparisons on high-frequency waves // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85. P. 4996–5002.
35. MERIS Products Quality Status Report MEGS7.4 and IPF 5. V1. 2006. <https://earth.esa.int/documents/700255/707220/MERISQualityAssessment-MEGS74-IPF502-QWG-V1.0.pdf>.
36. Mermelstein M.D., Shettle E.P., Takken E.H., Priest R.G. Infrared radiance and solar glint at the ocean-sky horizon // *Applied Optics.* 1994. Vol. 33. Issue 25. P. 6022–6034.
37. Palm C.S., Anderson R.S., Reese A.M. Laser probe for measuring 2-D wave slope spectra of ocean capillary waves // *Applied Optics.* 1977. Vol. 46. No. 4. P. 1074–1081.
38. Shaw J.A., Churnside J.H. Scanning-laser glint measurements of sea-surface slope statistics // *Applied Optics.* 1997. Vol. 36. No. 18. P. 4202–4213.
39. Su W., Charlock P., Rutledge K. Observations of reflectance distribution around sunglint from a coastal ocean platform // *Applied Optics.* 2002. Vol. 41. Issue 35. P. 7369–7383.
40. Tang S., Shemdin O.H. Measurement of high frequency waves using a wave follower // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. Issue C14. P. 9832–9840.
41. Tober G., Anderson R.S., Shemdin O.H. Laser instrument for detecting water ripple slopes // *J. Applied Optics.* 1973. Vol. 12. No. 4. P. 788–794.
42. Wu J., Haimbach S.P., Hsu Y.-H.L. Scanner for measuring fine sea-surface structures // *Rev. Sci. Instr.* 1981. Vol. 52. P. 99–104.
43. Wu J. Mean square slopes of the wind-disturbed water surface, their magnitude, directionality, and composition // *Radio Sci.* 1990. Vol. 25. P. 37–48.
44. Zhang H., Wang M. Evaluation of sun glint models using MODIS measurements // *J. Quant. Spectro. Rad. Trans.* 2010. Vol. 111. Issue 3. P. 492–506.

The development of optical methods for sea surface slope measurement

N.E. Lebedev, A.A. Aleskerova, E.M. Plotnikov

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia
E-mail: nick_leb@mail.ru

A brief overview of the development of optical methods for sea surface slope measurement is presented with consideration of passive and active methods. The first optical slope investigations were performed using sea surface images obtained at the beginning of the XX century by means of stereo photography. In 1950s these were followed by the Cox-Munk experiment, in which the determination of slope characteristics was carried out by means of aerial photographs analysis. In 2000s for purposes of sea surface slope measurements, satellite optical scanners were used. Active methods of sea slope investigations began to develop rapidly with the appearance of lasers. These can be divided into two groups: methods based on laser beam reflectance at the sea surface, and methods based on laser beam refraction through the water-air boundary. Possibilities and limitations of these methods are considered. Results of slope measurements obtained by passive and active methods are intended for use in different fields of application. Passive methods provide information for applications of meteorology and oceanography. Active ones focus on solving the ocean-atmosphere interaction issues, and primarily the study of sea surface manifestation of processes that occur in the ocean-atmosphere boundary layer.

Keywords: means and methods of measurements, sea surface slopes, light reflection, light refraction

Accepted: 06.04.2016
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-3-136-149

References

1. Abroskin A.G., Bunkin A.F., Vlasov D.V. *Naturnye eksperimenty po lazernomu zondirovaniyu na ustanovke Chaika (In situ experiments on laser sounding installation Seagull), Tr. IOFAN, Distantionnoe zondirovanie okeana*, 1986, Vol. 1, pp. 23–39.

2. Aleksandrov A.P., Legeza V.P. Lazernyi izmeritel' srednekvadratichnykh naklonov vzvolnovannoi morskoi poverkhnosti (Laser meter of rough sea surface rms slopes), *Morskoi gidrofizicheskii zhurnal*, 1988, No. 6, pp. 51–56.
3. Bass F.G., Braude S.Ya., Kalmykov A.I., Men' A.V., Ostrovskii I.E., Pustovoitenko V.V., Rozenberg A.D., Fuks I.M. Metody radiolokatsionnykh issledovaniy morskogo volneniya (radiookeanografiya) (Methods of radar studies of sea waves (radio oceanography)), *Uspekhi fizicheskikh nauk*, 1975, Vol. 116, pp. 741–743.
4. Bunkin F.V., Volyak K.I., Malyarovskii V.G., Mikhalevich V.G., Solntsev M.V., Shevchenko T.B., Shugan I.V. Izmerenie parametrov vetrovogo volneniya po statistike otrazhennogo lazernogo signala (Measurement of wind waves parameters by statistics of reflected laser signal), *Tr. IOFAN SSSR*, Moscow: Nauka, 1986, pp. 3–23.
5. Gurevich G.S., Zhiguleva I.S., Lysenko B.N. Pavlov V.I., Rokotyay V.E., Sheinin A.B. Opredelenie formy morskoi poverkhnosti s pomoshch'yu lidara (Determination of the sea surface shape by lidar), *Tr. TsAO*, 1979, Issue 139, pp. 93–98.
6. Davidan I.N., Trapeznikov Yu.L. Problemy issledovaniya vysokochastotnoi oblasti spektra vetrovykh voln (Problems of the high-frequency part of wind waves spectrum research), *Gidrometeorologiya. Ser. Okeanologiya*, Issue 1, Obninsk, 1981, 46 p.
7. Zagorodnikov A.A. *Radiolokatsionnaya s'emka morskogo volneniya s letatel'nykh apparatov* (Radar imagery of sea waves from aircrafts), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1978, 239 p.
8. Zapevalov A.S. Zavisimost' statistiki blikov zerkal'nogo otrazheniya pri lazernom zondirovanii morskoi poverkhnosti ot kharakteristik ee lokal'nykh uklonov (Dependence of the statistics of optical flares due to specular reflections from sea surface on the local surface slopes), *Optika atmosfery i okeana*, 2000, Vol. 13, No. 1, pp. 1123–1127.
9. Zapevalov A.S. *Statisticheskie modeli morskoi poverkhnosti v zadachakh rasseyaniya akusticheskogo i elektromagnitnogo izlucheniya: Diss. fiz.-mat. nauk* (Statistical models of the sea surface in problems of acoustic and electromagnetic radiation scattering. Doct. phys. and math. sci. thesis), Sevastopol': Morskoi gidrofizicheskii institut NAN Ukrainy, 2008, 290 p.
10. Zapevalov A.S., Lebedev N.E. Modelirovanie statisticheskikh kharakteristik poverkhnosti okeana pri distantsionnom zondirovanii v opticheskom diapazone (Simulation of statistical characteristics of sea surface during remote optical sensing), *Optika atmosfery i okeana*, 2014, Vol. 27, No. 1, pp. 28–33.
11. Zapevalov A.S., Ratner Yu.B. Effekty kvazigaussovogo kharaktera raspredeleniya uklonov morskoi poverkhnosti pri lazernom zondirovanii (Effects of quasi-Gaussian distribution of the sea-surface slopes at laser sounding), *Optika atmosfery i okeana*, 2002, Vol. 15, No. 10, pp. 925–928.
12. Kendall M.-J., Stewart A., *Teoriya raspredelenii* (Distributions Theory), Moscow: Nauka, 1966, 588 p.
13. Nosov V.N., Pashin S.Yu., Khandogin D.N., Dubner A.B. Ob ispol'zovanii metoda lazernogo zondirovaniya dlya registratsii anizotropii poverkhnostnogo volneniya (On the use of laser sounding method for registration of the surface waves anisotropy), *Izv. AN SSSR. Fizika atmosfery i okeana*, 1990, Vol. 26, No. 2, pp. 206–212.
14. Pustovoitenko V.V., Zapevalov A.S., *Operativnaya okeanografiya: Sputnikovaya al'timetriya – Sovremennoe sostoyanie, perspektivy i problemy* (Operational oceanography: Satellite altimetry – Current state, prospects and problems), Sevastopol': Morskoi gidrofizicheskii institut NAN Ukrainy, 2012, 218 p.
15. Pustovoitenko V.V., Lebedev N.E. Sravnenie statisticheskikh momentov uklonov morskoi poverkhnosti, poluchennykh po dannym opticheskikh skanerov i lazernykh uklonomerov (Comparison of sea surface slope statistical moments obtained by means of optical scanners and laser inclinometers), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya zemli iz kosmosa*, 2015, Vol. 12, No. 1, pp. 102–109.
16. Strizhkin I.I. Analiz opticheskogo metoda opredeleniya uklonov voln po fotosnimkam zony blika (Analysis of optical method of determining wave slopes from photographs of glitter zone), *Izv. Rossiiskoi akademii nauk. Fizika atmosfery i okeana*, 2010, Vol. 46, No. 3, pp. 411–419.
17. Khristoforov G.N., Zapevalov A.S., Babii M.V. Izmereniya parametrov sherokhovatosti morskoi poverkhnosti pri perekhode ot shtilya k vetrovomu volneniyu (Measurements of the sea surface roughness parameters at the transition from calm sea to windy sea), *Izv. Rossiiskoi akademii nauk. Fizika atmosfery i okeana*, 1992a, Vol. 28, No. 4, pp. 424–431.
18. Khristoforov G.N., Zapevalov A.S., Babii M.V. Statisticheskie kharakteristiki uklonov morskoi poverkhnosti pri raznykh skorostyakh vetra (Statistical characteristics of the sea surface slopes at different wind speeds), *Okeanologiya*, 1992b, Vol. 32, Issue 3, pp. 452–459.
19. Khristoforov G.N., Zapevalov A.S., Smolov V.E. Zavisimost' amplitudnykh kharakteristik vysokochastotnykh komponent spektra vetrovykh voln ot skorosti vetra nad morem (Dependence of the amplitude characteristics of high-frequency components of the wind waves spectrum from the wind speed over the sea), *Morskoi gidrofizicheskii zhurnal*, 1993a, No. 3, pp. 67–77.
20. Khristoforov G.N., Zapevalov A.S., Smolov V.E., Fel'dman Yu.R. Lazernaya lokatsiya topograficheskikh neodnorodnostei na sherokhovatoi morskoi poverkhnosti (Laser location of the topographic irregularities on the rough sea surface), *Morskoi gidrofizicheskii zhurnal*, 1993b, No. 6, pp. 64–73.
21. Shuleikin V.V. Opticheskii metod izucheniya morskikh voln (An optical method for the sea waves studying), *Zapiski po gidrografii*, 1924, Vol. 5, No. 9, pp. 49–56.
22. Bréon F.M., Henriot N. Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions, *J. Geoph. Res.*, 2006, Vol. 111, No. C6, C06005.
23. Cox C., Munk W. Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter, *J. Optical. Soc. America*, 1954, Vol. 44, No. 11, pp. 838–850.
24. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind-generated waves, *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1985, Vol. A315, pp. 509–562.
25. Ebuchi N., Kizu S. Probability distribution of surface wave slope derived using Sun glitter images from geostationary meteorological satellite and surface vector winds from scatterometers, *J. Oceanogr.*, 2002, Vol. 58, pp. 477–486.
26. Fox D., Gonzalez E., Kahn R., Martonchik J. Near-surface wind speed retrieval from space-based, multi-angle imaging of ocean sun glint patterns, *Remote Sensing of Environment*, 2007, Vol. 107, Issue 1, pp. 223–231.

27. Fukushima H., Suzuki K., Li L., Suzuki N., Murakami H. Improvement of the ADEOS-II/GLI sun-glint algorithm using concomitant microwave scatterometer-derived wind data, *Adv. Space Res.*, 2009, Vol. 43, Issue 6, pp. 941–947.
28. Gatebe C.K., King M.D., Lyapustin A.I., Arnold G.T., Redemann J. Airborne spectral measurements of ocean directional reflectance, *J. Atmos. Sci.*, 2005, Vol. 62, Issue 4, pp. 1072–1092.
29. Hu Y., Starnes K., Vaughan M., Pelon J., Weimer C., Wu D., Cisewski M., Sun W., Yang P., Lin B., Omar A., Flittner D., Hostetler C., Trepte C., Winker D., Gibson G., Santa-Maria M. Sea surface wind speed estimation from space-based lidar measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 2008, Vol. 8, pp. 3593–3601.
30. Hu Y., Weimer C. *High Resolution Sea Surface Roughness and Wind Speed with Space Lidar (CALIPSO)*, 2009, available at: <http://cimss.ssec.wisc.edu/iwwg/iww10/talks/hu.pdf> (March 16, 2016).
31. Hughes B.A., Grant H.L., Chappell R.W.A. A fast response surface-wave slope meter and measured wind-wave components, *Deep-Sea Res.*, 1977, Vol. 24, No. 12, pp. 1211–1223.
32. Hulburt E.O. The polarization of light at sea, *J. Optical. Soc. America*, 1934, Vol. 24, No. 1, pp. 35–42.
33. Jelalian A. Sea echo at laser wavelengths, *Proc. IEEE*, 1968, Vol. 56, No. 5, pp. 49–56.
34. Lubard S.C., Krimmel J.E., Thebaud L.R., Evans D.D., Shemdin O.H. Optical image and laser slope meter inter-comparisons on high-frequency waves, *J. Geophys. Res.*, 1980, Vol. 85, pp. 4996–5002.
35. MERIS Products Quality Status Report MEGS7.4 and IPF 5, available at: <https://earth.esa.int/documents/700255/707220/MERISQualityAssessment-MEGS74-IPF502-QWG-V1.0.pdf>.
36. Mermelstein M.D., Shettle E.P., Takken E.H., Priest R.G. Infrared radiance and solar glint at the ocean–sky horizon, *Applied Optics*, 1994, Vol. 33, Issue 25, pp. 6022–6034.
37. Palm C.S., Anderson R.S., Reese A.M. Laser probe for measuring 2-D wave slope spectra of ocean capillary waves, *Applied Optics*, 1977, Vol. 46, No. 4, pp. 1074–1081.
38. Shaw J.A., Churnside J.H. Scanning-laser glint measurements of sea-surface slope statistics, *Applied Optics*, 1997, Vol. 36, No. 18, pp. 4202–4213.
39. Su W., Charlock P., Rutledge K. Observations of reflectance distribution around sunglint from a coastal ocean platform, *Applied Optics*, 2002, Vol. 41, Issue 35, pp. 7369–7383.
40. Tang S., Shemdin O.H. Measurement of high frequency waves using a wave follower, *J. Geophys. Res.*, 1983, Vol. 88, Issue C14, pp. 9832–9840.
41. Tober G., Anderson R.S., Shemdin O.H. Laser instrument for detecting water ripple slopes, *Applied Optics*, 1973, Vol. 12, No. 4, pp. 788–794.
42. Wu J., Haimbach S.P., Hsu Y.-H.L. Scanner for measuring fine sea-surface structures, *Rev. Sci. Instr.*, 1981, Vol. 52, pp. 99–104.
43. Wu J., Mean square slopes of the wind-disturbed water surface, their magnitude, directionality, and composition, *Radio Sci.*, 1990, Vol. 25, pp. 37–48.
44. Zhang H., Wang M. Evaluation of sun glint models using MODIS measurements, *J. Quant. Spectro. Rad. Trans.*, 2010, Vol. 111, Issue 3, pp. 492–506.