

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.463:531.719.3:535.36

Г.М. Креков, М.М. Крекова, Г.Г. Матвиенко, В.С. Шаманаев

ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ЛИДАРНЫХ СИСТЕМ КОСМИЧЕСКОГО БАЗИРОВАНИЯ ДЛЯ ЗОНДИРОВАНИЯ МОРСКОЙ ВОДЫ

Представлены результаты расчетов методом Монте-Карло амплитудно-временных характеристик сигнала лидара космического базирования, работающего в системе «атмосфера – океан». Расчеты выполнены для длины волны $\lambda = 0,53$ мкм. Исследована зависимость характеристик сигнала от оптического состояния атмосферы, границы раздела воздух – вода и оптических свойств морской воды. Показано, что сигнал, сформированный атмосферой, надежно экранирует сигнал, сформированный в приповерхностном слое воды.

Использование лидарных систем космического базирования начинает входить в практику научных исследований для решения ряда экологических, метеорологических и других задач. В данной статье представляются результаты теоретических оценок возможностей использования лидарных систем для определения оптических свойств приповерхностного слоя воды, для батиметрических измерений.

1. Постановка задачи

В наших более ранних публикациях [1, 2] рассматривалась эффективность работы лидарной системы, помещенной на борту самолета, высота полета которого составляла 200 – 300 м над поверхностью воды. Было рассмотрено влияние различных факторов на характер формирования отраженного сигнала, включая стохастическую границу раздела и атмосферный аэрозоль. Было показано, что в условиях ветрового волнения происходят потери энергии сигнала лидара (за конечный отрезок времени регистрации). Снизить потери возможно только при оптимальном выборе размеров апертуры приемного устройства. Временная структура амплитуды эхосигнала также зависит от состояния границы раздела. Усиление скорости ветра снижает амплитуду сигнала во всем временном интервале измерений.

Влияние атмосферы проявляется в ограничении глубины зондирования. Это происходит вследствие наложения сигнала, сформированного в атмосфере за счет процессов рассеяния, отражения и переотражения от границы раздела, на сигнал, отраженный водной средой. В зависимости от расстояния лидара от границы раздела, оптической плотности воды и апертуры приема глубина зондирования ограничивается 50 – 70 м.

Очевидно, что удаление лидарной системы на значительные расстояния от лоцируемого объекта приведет к увеличению рассеивающего объема в конусе визирования. В этой связи влияние атмосферы на характер формирования локационного сигнала может существенно возрасти. Степень этого влияния трудно прогнозировать, требуются точные оценки.

2. Метод решения

Ниже будут представлены результаты численного модельного эксперимента, который выполнен методом Монте-Карло. Выбор метода продиктован тем, что он позволяет отдельно оценить роль самых различных факторов в процессе формирования отраженного сигнала.

Предполагается, что моностатический лазерный локаатор с оптической осью, ориентированной в надир, удален от границы раздела воздух–вода на расстояние 300 км. Источник и приемник имеют форму круга с единичными радиусами. Источник излучает δ -импульс во времени изотропно в телесном угле Ω_u с раствором φ_u , отраженный сигнал регистрируется приемником в телесном угле Ω_d с раствором φ_d . Угол $1/2\varphi_u$ принимался равным 0,1 мрад, а

углы приема варьировались в пределах $0,1 \leq \varphi_d \leq 1,7$ мрад. Граница раздела предполагается находящейся под действием ветрового волнения и имеет случайно стратифицированный характер. То есть предполагается, что поверхность воды представляет собой ансамбль случайно ориентированных микроплощадок, плотность распределения нормалей $P(s)$ к которым описывается усеченной двумерной плотностью распределения уклонов z_x и z_y как

$$P(s) = P(z_x, z_y) = 2\pi(\sigma_x\sigma_y)^{-1}\exp\{- (z_x/\sigma_x)^2/2 - (z_y/\sigma_y)^2/2\},$$

где $z_x = S_x/S_z$; $z_y = S_y/S_z$; S_x, S_y – проекции нормали \mathbf{S} на ось z , а дисперсии уклонов изменяются в зависимости от скорости ветра V как [3]

$$\sigma_x = 0,0031V, \sigma_y = 0,003 + 0,00192V.$$

Оптические свойства морской воды задавались с учетом ее многокомпонентности, на основе известных литературных данных, например [4]. Расчеты выполнены для двух типов индикатрис рассеяния, приведенных в табл.1 в нормированном виде.

Таблица 1

θ	g_1	g_2	θ	g_1	g_2	θ	g_1	g_2
0	2789,75	565,47	50	0,043	0,141	120	0,0061	0,025
5	32,799	34,096	60	0,0138	0,079	130	0,0063	0,026
10	4,42	9,103	70	0,0092	0,049	140	0,0066	0,023
15	0,464	3,505	80	0,0077	0,032	150	0,0068	0,041
20	0,899	2,035	90	0,0066	0,026	160	0,0069	0,049
30	0,189	0,678	100	0,0062	0,023	170	0,0069	0,052
40	0,097	0,282	110	0,0059	0,023	180	0,007	0,053

Индикатриса типа $g_1(\theta)$ характерна для открытых вод океана, где преобладающую роль играют частицы органического происхождения, а $g_2(\theta)$ – более характерна для районов мелководий, выносов рек, где преобладает минеральная фракция частиц. Основное отличие $g_2(\theta)$ заключается в ее меньшей асимметрии и высоких значениях в области углов, близких к 180° . Поглощательные свойства морской воды в расчетах учитывались величиной вероятности выживания кванта ω . Оптическая модель вертикального профиля коэффициента ослабления атмосферы задавалась в соответствии с данными [5] и [6]. Альбедо дна предполагалось равным 0,2.

Расчеты позволяют оценить составляющие сигнала

$$I(h) = I_a(h) + I_w(h) + I_b(h),$$

где $h = v_i t$ – расстояние до лидарной системы в зависимости от времени t прихода излучения на детектор; v_i – скорость света в атмосфере или в воде; $I(h)$ – результирующий сигнал, который регистрируется детектором; $I_a(h)$ – атмосферная составляющая сигнала, отраженного от границы раздела воздух–вода; $I_w(h)$ – составляющая сигнала, отраженного приповерхностным слоем воды, и $I_b(h)$ – сигнал, отраженный от дна.

3. Влияние параметров лидара

На рис. 1 представлены результаты расчета $I(h)$, выполненные для вод средней продуктивности с $\sigma_w = 0,18 \text{ м}^{-1}$, $\omega = 0,83$ и индикатрисой $g_1(\theta)$. Данные приведены для двух углов приема $1/2\varphi_d = 0,8$ и $1,7$ мрад. При меньших φ_d динамический диапазон сигнала становится очень широким, а увеличение $1/2\varphi_d > 1,7$ мрад нецелесообразно в силу слабого изменения сигнала $I(h)$, т.е. в апертуре $1/2\varphi_d \sim 2$ мрад сигнал полностью сформирован. Данные, представленные на рисунке, убедительно показывают, что атмосферная составляющая сигнала $I_a(h)$ носит определяющий характер в поведении и уровне $I(h)$.

В первых временных интервалах (до глубин порядка 10 м) сигнал $I_a(h)$ превосходит $I_w(h)$ почти на 2 порядка, а далее разница снижается примерно до 1 порядка. Следует отметить, что сохраняется возможность батиметрических измерений, но они ограничены апертурой приема $1/2\varphi_d < 2$ мрад. При увеличении апертуры $1/2\varphi_d > 2$ мрад атмосферная составляющая сигнала $I_a(h)$ полностью маскирует сигнал $I_b(h)$, отраженный от дна.

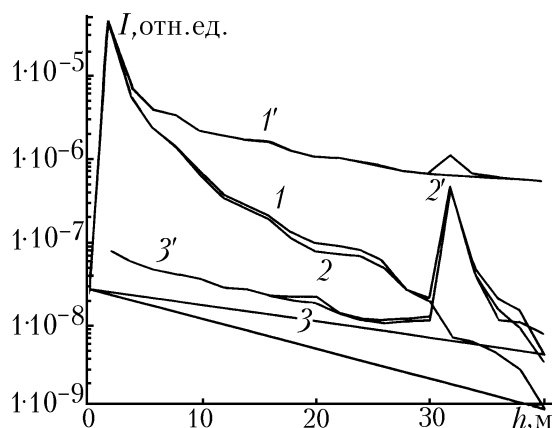


Рис. 1. Зависимость амплитуды сигнала $I(h)$ и его составляющих $I_a(h)$ и $I_w(h)$ от глубины лоцируемого слоя. Кривые 1, 2, 3 и 1', 2', 3' для $I(h)$, $I_a(h)$ и $I_w(h)$ при $1/2\varphi_d = 0,8$ и $1,7$ мрад соответственно

Высокий уровень атмосферного сигнала поддерживается как за счет участия многократно рассеянного излучения в процессах отражения и переотражения, так и за счет накопления пробега фотонов, находящихся на периферии конуса источника, до прихода к границе раздела. Кроме того, вносит вклад и излучение, рассеянное в пограничном слое атмосферы.

Следует заметить, что на всех рисунках в данной статье атмосферная составляющая $I_a(h)$ приведена начиная с момента, соответствующего времени прихода излучения от приповерхностного слоя воды.

4. Влияние скорости ветра

Данные, приведенные на рис. 1, рассчитаны для состояния поверхности при скорости ветра $V = 1$ м/с. Изменение скорости ветра слабо влияет на атмосферную составляющую $I_a(h)$, в то же время уровень $I_w(h)$ может существенно изменяться. Зависимости сигналов приведены на рис. 2, где кривые 1, 2 – $I_a(h)$, а 3 и 4 – $I_w(h)$ для скоростей ветра $V = 1$ и 3 м/с соответственно. Расчет представлен для угла приема $1/2 \varphi_d = 0,8$ мрад. Анализ результатов, выполненных для различных вариаций скорости ветра, показал, что с увеличением V уровень $I_w(h)$ падает во всем временном интервале, снижается и уровень максимума $I_b(h)$. Увеличение V до 7 м/с не исключает возможность выделения сигнала $I_b(h)$, но в апертурах $1/2 \varphi_d < 1$ мрад.

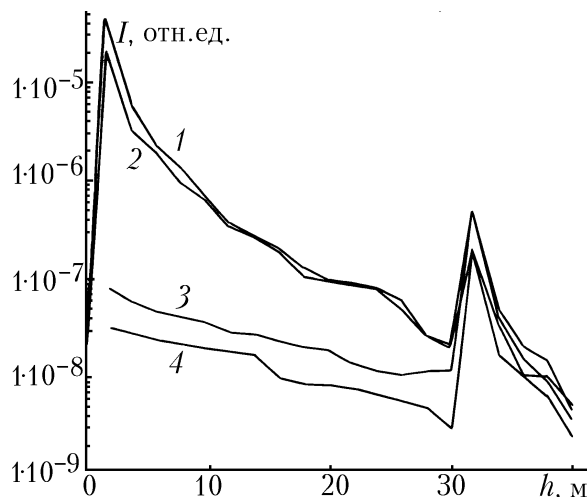


Рис. 2. Зависимость уровней амплитуды сигналов $I_a(h)$ и $I_w(h)$ от скорости приповерхностного ветра: кривые 1, 2 – $I_a(h)$, 3, 4 – $I_w(h)$. $V = 1$ (1, 3) и 3 м/с (2, 4)

5. Влияние параметров воды

Зачастую оптическая плотность воды существенно выше той, что предполагалась в приведенных оценках, она может достигать величин $\sigma_w \sim 0,3-0,4 \text{ м}^{-1}$ в продуктивных районах. Рис. 3 иллюстрирует результаты расчетов, выполненных для $\sigma_w = 0,3 \text{ м}^{-1}$ и соответствующей ей величины $\omega = 0,86$, данные приведены для угла $1/2 \varphi_d = 1,7$ мрад. Рост оптической плотности воды слабо влияет на результирующий сигнал $I(h)$, изменяются до некоторой степени только качественная зависимость и амплитуда сигнала $I_w(h)$. На рис. 3 кривые 1, 2 соответствуют $I_w(h)$, 3, 4 – $I(h)$ для $\sigma = 0,18$ и $0,3 \text{ м}^{-1}$. Более высокая оптическая плотность воды приводит к некоторому росту $I_w(h)$ в первых временных интервалах, затем уровень $I_w(h)$ снижается, и как следствие этого – спад максимума $I_b(h)$. Очевидно, что рост оптической плотности воды ухудшает возможность регистрации $I_b(h)$, но такая возможность сохраняется при более узких апертурах φ_d . В данном расчетном примере уверенная регистрация $I_b(h)$ возможна в углах $1/2 \varphi_d < 2$ мрад.

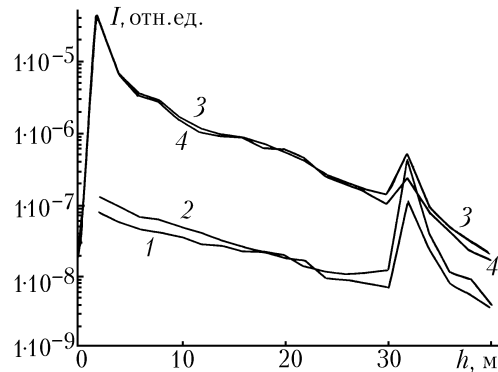


Рис. 3. Влияние оптической плотности морской воды на уровень амплитуды сигнала $I(h)$: 1, 2 – $I_w(h)$, 3, 4 – $I(h)$, $\sigma_w = 0,18$ (1, 3) и $0,3 \text{ м}^{-1}$ (2, 4), $1/2 \varphi_d = 1,7$ мрад

Представленные выше оценки были выполнены для морской воды, которая характеризуется высоким содержанием частиц органического происхождения и высокоасимметричной индикатрисой рассеяния. Повышенная концентрация минеральной фракции приводит к изменению рассеивающих свойств морской воды, индикатриса становится менее асимметричной, увеличивается вероятность рассеяния в направлениях, близких к π (сравним данные значений $g_1(\vartheta)$ и $g_2(\vartheta)$ из табл. 1).

Расчет с индикатрисой типа $g_2(\vartheta)$ представлен на рис. 4. Кривые 1, 2 и 3, 4 – зависимости $I_w(h)$ и $I(h)$ соответственно для g_1 и g_2 и угла $1/2 \varphi_d = 0,8$ мрад. В данных расчетах с $g_2(\vartheta)$ наблюдается зависимость сигнала $I(h)$ от амплитуды составляющей $I_w(h)$.

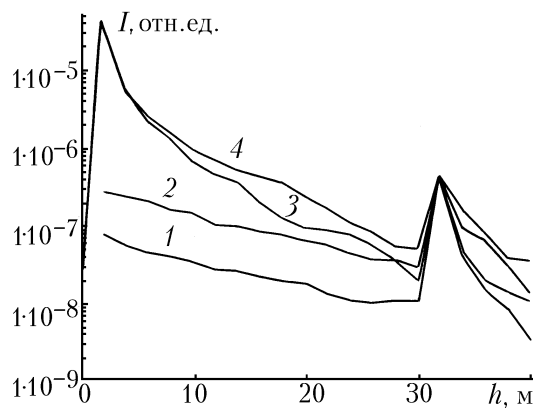


Рис. 4. Влияние вариаций рассеивающих свойств морской воды на формирование $I(h)$: 1, 2 – $I_w(h)$, 3, 4 – $I(h)$, рассчитанные с $g_1(\vartheta)$ (2, 4), представленным в табл. 1. $1/2 \varphi_d = 0,8$ мрад, $V = 1 \text{ м/с}$, $\sigma_w = 0,18 \text{ м}^{-1}$

Начиная с глубин $h \sim 5$ м амплитуды сигналов $I_w(h)$ и $I(h)$ находятся в пределах одного порядка, с увеличением глубины кривые $I_w(h)$ и $I(h)$ сближаются за счет того, что атмосферный сигнал $I_a(h)$ и сигнал $I_w(h)$ становятся сопоставимыми величинами. Следует отметить, что

относительный уровень максимума $I_b(h)$ несколько снижается. Учитывая, что индикатриса $g_2(\vartheta)$ более свойственна прибрежным водам и мелководьям, характеризующимся более высокой оптической плотностью, можно заметить, что уровень $I_w(h)$, особенно на малых глубинах, будет еще выше (см. рис. 3). По-видимому, в данной ситуации может идти речь об отделении от сигнала $I(h)$ составляющей $I_a(h)$. Вопрос о способе отделения требует особого рассмотрения.

6. Влияние параметров атмосферы

Все вышепредставленные результаты расчетов атмосферной составляющей сигнала $I_a(h)$ были выполнены в предположении, что рассеивающие свойства атмосферы над океаном соответствуют дымке H по классификации Дейрменджана [6]. Выполненные в последние годы многочисленные исследования микрофизических и микроструктурных свойств атмосферы над океаном, находящимся в условиях ветрового волнения, были систематизированы в [5]. Там же было показано, что функция распределения частиц по размерам $f(r)$ имеет полиэкстремальный характер, обусловленный природой источников аэрозольных частиц, и существенно отличается от четырехпараметрического представления [6]. Отличие обусловлено в первую очередь присутствием в атмосфере частиц крупной и субмикронной фракции, обеспечивающих перераспределение рассеянного излучения в переднюю и заднюю полусферы. В силу этого в [5] предложена модель матрицы рассеяния, учитывающая особенности приповерхностного слоя атмосферы над океаном. Мы использовали эти данные для следующей серии расчетов. Результаты сопоставления двух типов используемых в расчетах индикатрис атмосферы над океаном приведены в табл. 2.

Таблица 2

ϑ	g_3	g_4	ϑ	g_3	g_4
0	48,69	200,69	90	0,052	0,065
5	23,27	53,1	100	0,0416	0,054
10	9,7	2,341	110	0,037	0,048
15	5,13	1,62	120	0,039	0,035
20	3,14	1,21	130	0,049	0,029
30	1,39	0,711	140	0,0711	0,044
40	0,679	0,572	150	0,0879	0,049
50	0,353	0,433	160	0,097	0,051
60	0,195	0,259	170	0,126	0,053
70	0,116	0,105	180	0,161	0,062
80	0,074	0,085	—	—	—

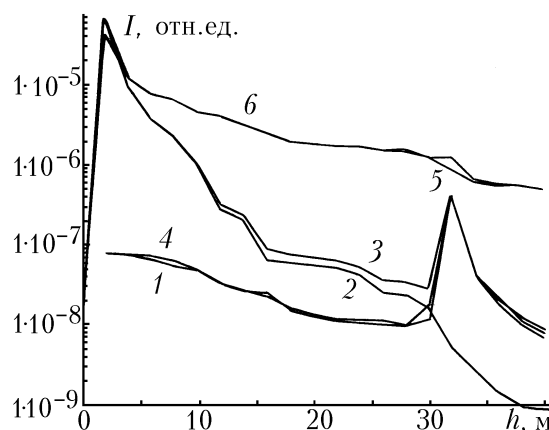


Рис. 5. Составляющие эхосигнала $I_w(h)$, рассчитанные с индикатрисой рассеяния атмосферы над океаном $g_4(\theta)$, приведенной в табл. 2; 1, 4 — $I_w(h)$, 2, 5 — $I_a(h)$. $1/2 \varphi_d = 0,8$ (1, 2, 3) и $1,75$ мрад (4, 5, 6); $\sigma_w = 0,18 \text{ м}^{-1}$, $V = 1 \text{ м/с}$

Необходимо отметить, что все данные, представленные на рис. 1–4, рассчитаны с индикатрисой рассеяния $g_3(\theta)$. Расчеты атмосферной составляющей с индикатрисой $g_4(\theta)$ приведены на рис. 5. Кривые 1, 4, 2, 5 и 3, 6 — $I_w(h)$, $I_a(h)$ и $I(h)$ — соответственно для углов $1/2 \varphi_d = 0,8$ и $1,75$ мрад $\sigma_w = 0,18 \text{ м}^{-1}$, $\omega = 0,83$ и $V = 1 \text{ м/с}$. Начиная с глубин $\sim 10 \text{ м}$ $I_a(h)$ и $I_w(h)$ становятся величинами одного порядка. Важно отметить, что основное влияние на формирование сигнала

ла $I_a(h)$, налагающегося на сигнал из воды $I_w(h)$ (как показали расчеты), оказывает нижний приповерхностный слой атмосферы, где оптическая плотность в рассеивающем объеме более высока. Это может позволить выделить атмосферную составляющую сигнала, например, при зондировании на двух длинах волн, одна из которых в высокой степени поглощается морской водой. Последнее возможно в случае нахождения корреляционной связи между оптическими характеристиками приповерхностного слоя атмосферы над океаном на заданных длинах волн.

7. Заключение

На основании приведенных исследований можно сделать вывод, что при лазерном зондировании приповерхностных слоев водных сред и объектов в ней атмосфера, причем главным образом пограничный слой, существенно искажает эхосигналы, накладывая ограничения на угол поля зрения телескопа лидара величиной 4 мрад. Появление волнения на поверхности еще больше уменьшает составляющие лидарных сигналов от водной толщи и дна. Увеличение оптической плотности воды приводит к возрастанию водной части эхосигнала на небольших глубинах (5–10 м) и ее уменьшению на больших глубинах, так же как и к уменьшению сигнала от дна. Амплитуда эхосигналов из воды проявляет зависимость от индикатрисы рассеяния водной среды, выражающуюся в увеличении сигнала при уменьшении асимметрии последней. Предложен вариант инструментальной оценки вклада атмосферы в эхосигналы от водной толщи и дна, основанный на зондировании излучением с двумя длинами волн, одна из которых поглощается водой.

- 1 Каргин Б.А., Креков Г.М., Крекова М.М. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. N 3. С. 292 – 299.
- 2 Креков Г.М., Крекова М.М., Шаманаев В.С. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. N 11. С. 1208 – 1212.
- 3 Cox С., Munk W. // JOSA. 1954. V. 44. N 11. P. 838.
- 4 Копелевич О.В., Шифрин К.С. Оптика океана и атмосферы. М: Наука, 1981. С. 4.
- 5 Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптические модели атмосферного аэрозоля. Томск: ИОА ТФ СО АН СССР, 1986. 294 с.
- 6 Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М.: Мир, 1971. 165 с.

Сибирский государственный медицинский университет,
Томск
Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск

Поступила в редакцию
23 ноября 1995 г.

G. M. Krekov, M. M. Krekova, G. G. Matvienko, V. S. Shamanaev. Estimate of Spaceborne Lidar Systems Potentiality for Sea Water Sounding.

The calculation results for amplitude temporal characteristics of a signal from a spaceborne lidar operating in the «atmosphere – ocean» regime are presented which were obtained by the Monte-Carlo method. The calculations were performed at $\lambda = 0,53 \mu\text{m}$ wavelength. The signal characteristics were studied as the functions of the atmosphere optical state, water-air boundary, and optical properties of the sea water. The signal formed by the atmosphere is shown to screen reliably the signal formed within nearsurface water layer.