

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.463.5:535.36

Г.П. Коханенко, М.М. Крекова, И.Э. Пеннер, В.С. Шаманаев

**Обнаружение неоднородностей гидрозоля
поляризационным лидаром**

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 26.04.2004 г.

Регистрация поляризационных компонент лидарного сигнала существенно повышает результативность зондирования верхнего слоя океана. Известно, что появление кроссполяризованной компоненты лидарного сигнала связано либо с наличием в рассеивающем объеме несферических частиц, либо с заметным уровнем многократно рассеянного излучения. В природных водных средах реализуются оба этих фактора: частицы гидрозоля относятся к несферическому типу, а оптическая толщина зондируемого слоя воды может достигать значительных величин. В результате этого поляризационная картина сигнала даже в приповерхностных слоях не поддается однозначной интерпретации.

Предпринята попытка интерпретации поляризационных лидарных измерений в задаче обнаружения стратифицированных подводных неоднородностей. С этой целью сопоставлены результаты численного моделирования лидарных сигналов с результатами лидарных наблюдений. Предложена схема формирования кроссполяризованной компоненты лидарного сигнала, поясняющая возникновение локальных максимумов деполяризации. По данным авиалидарных наблюдений прослеживается взаимосвязь изменчивости показателя ослабления и отношения деполяризации вдоль линии полета. Показано, что совместный анализ обеих поляризованных компонент лидарного сигнала позволяет получать более достоверную информацию о гидрозолевой среде.

Введение

Лазерное зондирование воды, основанное на эффекте упругого рассеяния света гидрозолями, является эффективным методом изучения верхнего слоя океана, обнаружения подводных рассеивающих слоев и аномалий. Сигналы обратного рассеяния на гидрозоле несут определенную информацию о пространственном распределении гидрооптических параметров — показателей ослабления и обратного рассеяния. Несмотря на очевидные трудности, связанные с влиянием взволнованной поверхности моря и высоким уровнем многократного рассеяния [1], в экспериментах достаточно уверенно восстанавливается средний по трассе зондирования показатель ослабления [2, 3], что дает возможность следить за изменчивостью гидрооптических параметров океана вдоль линии движения судна или самолета. Но восстановление профиля оптических параметров (ослабления или обратного рассеяния) по глубине представляет значительные трудности, и примеров их успешного восстановления мало [4–6]. Безусловно, одним из препятствующих факторов является существенный вклад многократного рассеяния в сигнал, вызванный высокой мутностью среды. Оптическая толщина τ зондируемого приповерхностного слоя воды до глубин 10–30 м может достигать примерно 6–8, что обычно недостижимо при зондировании на протяженных атмосферных трассах. Определенный прогресс в этом вопросе наблюдается при использовании малоугловых приближений [7, 8]. Однако, с нашей точки зрения, основ-

ным препятствием успешного обращения экспериментальных данных является неопределенность в априорном задании индикатрисы рассеяния гидрозоля.

Уравнение лазерного зондирования в приближении однократного рассеяния

$$P(z) = Az^{-2}\beta_{\pi}(z)\exp\left[-2\int_0^z c(z')dz'\right] \quad (1)$$

формально содержит две неизвестные переменные — показатель ослабления c и показатель рассеяния в направлении назад $\beta_{\pi} \equiv \beta(180^\circ)$. В свою очередь $\beta_{\pi} = \Lambda c g(180^\circ)$, где $g(180^\circ)$ — индикатриса рассеяния в направлении назад. Альбеда однократного рассеяния $\Lambda = b/c$, где b — коэффициент рассеяния, и является параметром, зависящим от поглощательной способности естественных вод. Связь между неизвестными должна задаваться априорно, исходя из предполагаемой модели исследуемой среды. В атмосферных исследованиях обычно выполняется (в первом приближении) предположение о неизменности значения индикатрисы рассеяния $g(180^\circ)$. В этом случае показатель рассеяния назад β_{π} пропорционален показателю ослабления и рассеивающие слои любой природы хорошо проявляются на сигнале обратного рассеяния. Совершенно другая ситуация существует для гидрозоля. В соответствии с общепринятой моделью формирования оптических параметров воды [9–11] показатель направленного рассеяния определяется тремя основными фракциями — собственно чистой водой (β_W),

мелкой, преимущественно минеральной, фракцией (β_S), и фракцией крупных органических частиц (β_L). В результате показатель рассеяния в направлении назад выражается в виде

$$\beta_\pi = \beta_W(\pi) + \beta_S(\pi) C_S + \beta_L(\pi) C_L, \quad (2)$$

где $\beta_W(\pi) = 2 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$ — показатель обратного рассеяния воды; C_S и C_L — объемные концентрации мелкой и крупной фракций, а удельные значения β_π для каждой из фракций по модели [9] составляют: $\beta_S(\pi) = 8 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$, $\beta_L(\pi) = 7 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$. Несмотря на то что вклады мелкой и крупной фракций в интегральный показатель рассеяния

$$b = 2\pi \int_0^\pi \beta(\gamma) \sin \gamma d\gamma$$

сравнимы между собой, рассеяние в направлении назад определяется в основном мелкой фракцией. Естественно предполагать, что в водах открытого океана, вдали от речных стоков, неоднородные рассеивающие слои формируются в результате развития крупных органических частиц. Из (2) видно, что десятикратное изменение C_L приводит лишь к 10%-му изменению β_π . Это не только затрудняет решение обратной задачи зондирования, поскольку предполагает недостижимую точность априорного задания индикатрисы рассеяния, но и может привести к полной неразличимости рассеивающих слоев в сигнале обратного рассеяния.

Указанное обстоятельство заставляет использовать дополнительную, кроме интенсивности сигнала обратного рассеяния, информацию. Таковой является информация о деполаризации эхосигнала. Известные в настоящее время экспериментальные и теоретические результаты не дают исчерпывающей картины возможных изменений поляризации при зондировании естественных вод.

В данной статье предпринимается попытка интерпретации поляризационных лидарных измерений в задаче обнаружения стратифицированных подводных неоднородностей. С этой целью сопоставляются результаты численного моделирования лидарных сигналов с результатами авиалидарных наблюдений. Обсуждаются возможные причины неоднозначности, возникающей при их интерпретации.

1. Деполаризация сигналов в условиях преобладания многократного рассеяния (численное моделирование)

Известно, что при рассеянии в направлении назад появление кроссполаризованной компоненты сигнала связано либо с наличием в рассеивающем объеме несферических частиц, либо с заметным уровнем многократно рассеянного излучения. В природных водных средах реализуются оба этих фактора: частицы гидрозоля относятся к несферическому типу, а оптическая толщина приповерхностного зондируемого слоя воды может достигать значительных величин, поэтому многократное рассеяние изначально является важным фактором в формирова-

нии поляризационной картины сигнала. Натурные эксперименты [12, 13] не позволяют выделить влияние одного из факторов (многократного рассеяния либо начальной деполаризации при однократном рассеянии назад) в формировании кроссполаризованной компоненты сигнала из-за множества неопределенностей в оптических свойствах изучаемой среды. В этом плане большую пользу приносит численное моделирование (метод Монте-Карло), которое дает возможность с приемлемой точностью оценить влияние оптических параметров среды и геометрии лидара на характеристики эхосигнала.

Примем, что исходное излучение линейно поляризовано и вектор Стокса исходной радиации представляется в виде $\mathbf{F}^0 = (1, 1, 0, 0)$. В каждом акте рассеяния вектор Стокса $\mathbf{F} = (I, Q, U, V)$ преобразуется в соответствии с выражением

$$\mathbf{F}(\omega, r) = \mathbf{L}(\pi - \alpha_2) \mathbf{S}(\omega_j, \omega, r_j) \mathbf{L}(\alpha_1) \mathbf{F}(\omega_j, r_j), \quad (3)$$

где ω, ω_j — направление излучения после и до акта рассеяния; \mathbf{L} — матрица вращения; α_1 и α_2 — углы между плоскостью рассеяния и плоскостями, содержащими координатные оси и векторы ω_j и ω соответственно; \mathbf{S} — матрица рассеяния с элементами $S_{ik}(\omega_j, \omega, r_j) / S_{11}(\omega_j, \omega, r_j)$. Приемник регистрирует поляризационные составляющие сигнала: параллельную P_{co} и перпендикулярную P_{cros} направлению исходной поляризации. Интересующее нас (измеряемое в эксперименте) отношение деполаризации D выражается через компоненты вектора Стокса:

$$D = \frac{P_{cros}}{P_{co}} = \frac{I - Q}{I + Q}.$$

Алгоритмы статистического моделирования, позволяющие исследовать поляризационные характеристики сигналов, достаточно подробно описаны в [14] и здесь не поясняются. Отметим только, что при расчетах лидарного сигнала применялась схема локальной оценки потока [15]. При этом использовалась модификация моделирования траекторий с преимущественным выбором направления рассеяния в сторону приемника с соответствующим изменением веса траекторий [16].

Наиболее важным моментом в моделировании является выбор адекватной модели оптических параметров гидрозоля. В наших вычислениях предполагается, что гидрозоль является взвесью, состоящей из частиц двух фракций — мелких минеральных и крупных органических. Соотношение концентраций этих фракций C_S / C_L влияет прежде всего на форму индикатрисы рассеяния $g(\gamma)$. На основе классификации рассеивающих свойств гидрозоля, предложенной Копелевичем [9, 17], были выбраны две экспериментально измеренные индикатрисы. Более вытянутая $g_1(\gamma)$ (значение $\langle \cos \gamma \rangle = 0,97$) типична для верхнего 100-метрового слоя вод открытого океана, в которых преобладают частицы органического происхождения; менее вытянутая $g_2(\gamma)$ наблюдалась возле устья рек с повышенным содержанием частиц

минерального происхождения, для нее $\langle \cos \theta \rangle = 0,91$. В отличие от индикатрисы рассеяния поведение остальных компонент матрицы рассеяния в водах с различным составом смеси в настоящее время изучено недостаточно.

Мы использовали матрицу рассеяния [18], измеренную в водах открытого океана, как типичную для частиц органической фракции. Для минеральной фракции мы были вынуждены использовать матрицу Рэлея, типичную для молекулярного рассеяния. Это оправдано тем, что мелкие сферические терригенные частицы не вызывают деполаризации при однократном рассеянии назад, как и в случае молекулярного рассеяния.

Рассмотрим прежде всего поляризационные характеристики сигнала от однородного рассеивающего слоя для разного отношения смеси. Это позволит оценить степень влияния на суммарную деполаризацию двух факторов — начальной деполаризации и многократного рассеяния. Геометрические параметры лидара (угол поля зрения $2\phi = 8$ мрад, высота над поверхностью 200 м) соответствовали эксперименту, описываемому далее в п. 3. На рис. 1 для среды с содержанием минеральной фракции $C_S/C_L = 0, 10, \text{ и } 100\%$ приведено изменение отношения деполаризации с глубиной.

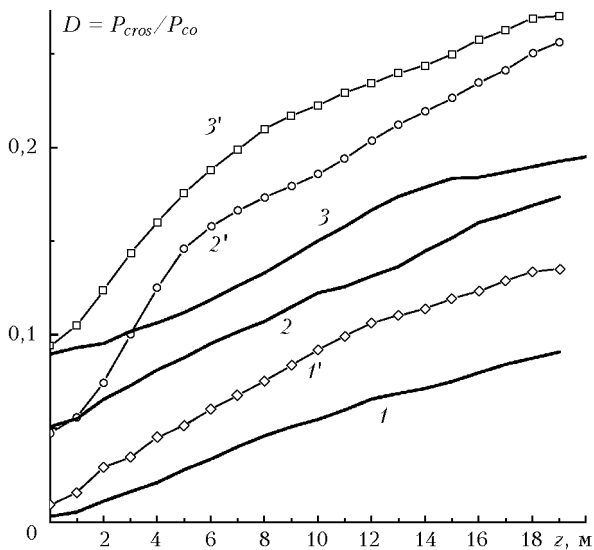


Рис. 1. Глубинные профили отношения деполаризации, вычисленные для различного отношения концентраций минеральных и органических частиц. Сплошные кривые — $c = 0,2 \text{ м}^{-1}$, квадратiki — $c = 0,4 \text{ м}^{-1}$; $C_S = 100\%$ (1, 1'), 10% (2, 2'), 0 (3, 3')

Взяты два значения показателя ослабления: $c = 0,2 \text{ м}^{-1}$ (альбеда однократного рассеяния $\Lambda = 0,75$, сплошные линии) и $c = 0,4 \text{ м}^{-1}$ ($\Lambda = 0,875$, квадратiki). Как и следовало ожидать, в самых верхних слоях воды (1–2 м), где преобладает однократное рассеяние, отношение деполаризации зависит только от состава смеси, а именно от значения элементов матрицы рассеяния: $D = (S_{22} - S_{11}) / (S_{22} + S_{11})$ для угла рассеяния 180° . Для 100%-го содержания органической фракции (кривые 3, 3') начальная деполаризация находится на уровне $D \sim 0,08$. Даже

малое (10%) присутствие минеральной фракции (2, 2') снижает эту величину в два раза. При увеличении глубины увеличивается роль многократного рассеяния, деполаризация растет, и на глубинах 20 м отношение деполаризации почти пропорционально оптической толщине слоя для выбранного состава смеси. На глубинах 5–15 м, интересных для лазерного зондирования, отсутствует однозначное соответствие между деполаризацией и оптическими параметрами среды. Сигнал, приходящий от более прозрачной среды, содержащей только органическую фракцию ($c = 0,2 \text{ м}^{-1}$, кривая 3) более деполаризован, чем приходящий от более мутной среды ($c = 0,4 \text{ м}^{-1}$, кривая 1'), но состоящей только из минеральной фракции. Однако когда доля минеральной фракции уменьшается до 10% (кривая 2'), деполаризация выше для более мутной среды.

Таким образом, оба исследуемых фактора играют сравнимую роль в деполаризации сигнала. Учитывая, что самый быстрый рост деполаризации наблюдается в верхних слоях (до 2–3 м), которые, как правило, недоступны для обработки из-за влияния поверхности, по величине деполаризации невозможно определить, является ли она следствием присутствия анизотропных частиц или же следствием большого уровня многократного рассеяния.

2. Моделирование тонких рассеивающих слоев

Рассмотрим теперь особенности обнаружения тонких слоев с повышенной мутностью. Выше уже указывалось, что слои, вызванные присутствием крупных органических (или других анизотропных) частиц, будут слабо выражены в интенсивности сигнала (компоненте P_{co}), но могут хорошо проявляться в деполаризации. В качестве примера, давшего основу для последующего численного моделирования, рассмотрим случай экспериментального наблюдения искусственно созданного инверсного слоя. Наблюдения проводились в марте 2003 г. с ледового покрова оз. Байкал в районе мыса Ивановского. Дистанция от лидара до поверхности составляла 25 м. В качестве приемника использовались фотоэлектронные умножители R7899 с временем нарастания фронта импульса 1,7 нс. Сигнал оцифровывался осциллографом TDS3032B с шагом 0,8 нс. Таким образом, реальное пространственное разрешение лидара составляло 0,2 м.

Проводившиеся одновременно с лидарными измерения фотометром-прозрачномером [19] показали, что однородный слой с показателем ослабления $c = (0,25 \pm 0,01) \text{ м}^{-1}$ регистрировался до глубины 20 м. Следует отметить, что по данным многолетних наблюдений прозрачность воды в указанный период времени была экстремально большой: глубина видимости диска Секки составляла 30–31 м, что соответствует характерному для вод Байкала соотношению $Z_d = 7,2/c$ [20].

Для создания инверсного рассеивающего слоя использовалась взвесь зубной пасты (200 г на 10 л воды), представляющая собой частицы неправиль-

ной формы с размерами от единиц до 50 мкм. Взвесь с помощью помпы накачивалась в слой воды на глубине 15 м. Лидарный сигнал (компонента P_{co}) от образовавшегося слоя представлен на рис. 2,а, а отношение деполяризации на рис. 2,б,в (рисунки имеют разный масштаб по оси глубин).

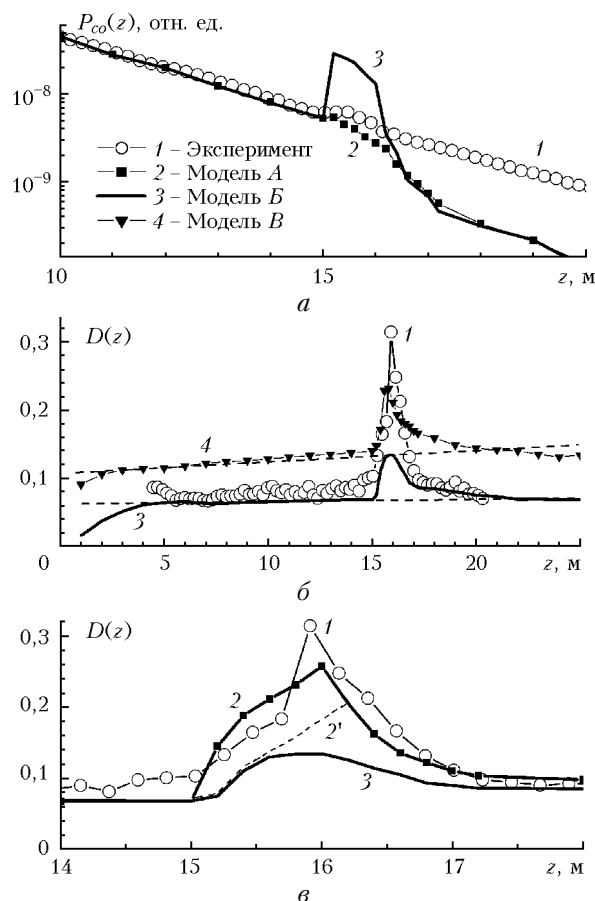


Рис. 2. Лидарный сигнал от тонкого рассеивающего слоя: 1 – экспериментальный сигнал; 2, 3, 4 – расчеты по моделям А, Б, В соответственно

Интенсивность сигнала в диапазоне глубин 2–20 м в отсутствие инверсного слоя спадала строго по экспоненте с отклонениями, не превышающими погрешности измерений (10%). Величина ослабления, восстановленная по наклону экспоненциального спада сигнала, составляла $0,17 \text{ м}^{-1}$.

Занижение ослабления по сравнению с измеренным контактным прибором вполне может быть объяснено влиянием многократного рассеяния при достаточно большом (8 мрад) угле поля зрения лидара [1]. На рис. 2,а поляризованная компонента P_{co} сигнала в присутствии инверсного слоя показана линией 1 с кружочками. Только слабо заметная ступенька присутствует на глубинах 15–16 м, затем сигнал возвращается на первоначальный экспоненциальный спад. В рамках однократного приближения (1) это возможно только в случае пренебрежимо малой оптической толщины добавочного рассеивающего слоя, имеющего частицы с несколько большим значением обратного рассеяния β_{π} . Одна-

ко в профиле отношения деполяризации на тех же глубинах 15–16 м наблюдается резкий пик (рис. 2,а,б), причем в более глубоких слоях деполяризация снова возвращается к первоначальному значению (~8%). К сожалению, нам неизвестна деполяризующая способность частиц, использованных для создания искусственного рассеивающего слоя.

Несмотря на невозможность строгой интерпретации данного эксперимента, здесь наглядно видна большая информативность поляризационного зондирования в задачах обнаружения подводных неоднородностей. Вероятнее всего, в этом случае гидрозоль в инверсном слое дает более высокую, чем вне слоя, деполяризацию в однократном рассеянии, и это хорошо согласуется с поведением лидарного сигнала. Однако остается открытым вопрос – могут ли слои повышенной мутности, состоящие из того же сорта частиц, что и окружающая среда, вызывать аналогичные максимумы в деполяризации сигнала? В настоящее время, на наш взгляд, этот вопрос является дискуссионным.

Одна из точек зрения основывается на выводах малоуглового приближения [12, 21, 22], достаточно успешно применяемого при описании лидарных сигналов в силу большой вытянутости индикатрис рассеяния гидрозоля и большого истинного поглощения излучения в воде. При анализе малоуглового рассеяния в дисперсных средах [21, 22] (как и распространении излучения в турбулентных средах [23]) обычно рассматривают два механизма деполяризации. Первый – это «геометрический» механизм, при котором поворот направления поляризации происходит из-за вращения электрического вектора вокруг луча при неплоской траектории распространения. «Дифракционная» составляющая деполяризации [24] обусловлена неравенством компонент матриц рассеяния $S_{11}(\gamma)$ и $S_{22}(\gamma)$ в направлении вперед ($\gamma \ll 1$).

Типичное решение, полученное в рамках этого приближения Васильковым и др. [21], показывает, что кроссполяризованная компонента сигнала, в начальные моменты определяемая элементами $S_{11}(\pi)$ и $S_{22}(\pi)$ матрицы рассеяния, будет в дальнейшем постепенно и (что очень существенно для этого приближения) монотонно возрастать по мере продвижения точки зондирования в более глубокие слои. Однозначная (для данной среды) зависимость скорости роста деполяризации от показателя рассеяния позволяет восстанавливать его значения по поляризационным характеристикам сигнала. Авторы работы [12] продемонстрировали возможность восстановления профиля показателя рассеяния до глубин 30 м. С позиций малоуглового приближения максимумы в деполяризации могут быть вызваны только слоями с повышенной деполяризацией в однократном рассеянии.

Гольдиным и др. [13] были проведены наблюдения придонных рассеивающих слоев, образованных, по всей видимости, однородными терригенными частицами, и показано хорошее соответствие указанной модели. Однако некоторые результаты статистического моделирования [14] говорят о возможности

наблюдения выраженных пиков (максимумов) в деполяризации сигналов при зондировании слоев с повышенной мутностью даже при постоянной по глубине матрице рассеяния гидрозоля.

В данном разделе статьи мы приведем пример расчета поляризационных компонент лидарного сигнала от тонкого рассеивающего слоя, показывающий принципиальную возможность подобного эффекта.

Схема расчета согласована с экспериментом по наблюдению искусственного инверсного слоя. В толще однородной рассеивающей среды на глубине 15 м находится тонкий слой повышенной мутности толщиной 1 м. Зондирование производится лидаром с полем зрения $2\varphi = 8$ мрад с расстояния 25 м от поверхности воды. Взято несколько моделей инверсного слоя. В модели *A* предполагается, что в основной массе воды присутствует минеральная фракция с индикатрисой рассеяния $g_2(\gamma)$. Показатель рассеяния $b = 0,16 \text{ м}^{-1}$, в этом случае показатель рассеяния назад $\beta_\pi = 0,0014 \text{ м}^{-1}/\text{ср}$. Инверсный слой образован гидрозодем крупной органической фракции [индикатриса $g_1(\gamma)$], с показателем β_π , превышающим фоновый на 15%: $\beta_\pi = 0,0016 \text{ м}^{-1}/\text{ср}$, что соответствует значению $b = 1,2 \text{ м}^{-1}$. Таким образом, модель *A* соответствует случаю очень мутного рассеивающего слоя, который слабо заметен в обратном рассеянии из-за изменения в форме индикатрисы рассеяния.

В моделях *B* и *B* взяты те же значения показателей рассеяния ($b_1 = 0,16 \text{ м}^{-1}$, $b_2 = 1,2 \text{ м}^{-1}$), но качественный состав гидрозоля неизменен по глубине: это минеральная фракция для модели *B* (индикатриса g_2 и рэлеевская матрица) и органическая фракция для модели *B* (индикатриса g_1 и матрица [18]).

Поведение интенсивности рассчитанных сигналов (компонента P_{co}) достаточно предсказуемо. Для модели *B* (кривая 3 на рис. 2,а) наблюдается заметный пик интенсивности на границе слоя (пропорционально росту β_π). Для модели *A*, в которой значение β_π внутри слоя больше лишь на 15%, наблюдается чуть заметный всплеск и только более быстрый спад интенсивности внутри слоя по закону $\exp(-2cz)$. Поведение экспериментального сигнала более походит на модель *A*, но меньшее занижение интенсивности после прохождения слоя свидетельствует о значительно меньшей оптической толщине искусственного слоя.

На рис. 2,б,в в разных масштабах приведено сравнение профилей отношения деполяризации для экспериментального лидарного сигнала (кривая 1) и трех модельных расчетов. На рис. 2,б видно, что в верхних слоях (0–5 м) для модели *B* (минеральная фракция, кривая 3) и *B* (органика, 4) деполяризация быстро нарастает, а затем рост замедляется и становится близок к линейному. Темп роста деполяризации больше для органической фракции. Экспериментальный сигнал по величине отношения деполяризации ближе к расчету для минеральной фракции. В области расположения инверсного слоя наблюдается пик деполяризации, причем для всех моделей,

даже когда в слое матрица рассеяния не меняется. Ход деполяризации экспериментального лидарного сигнала внутри слоя (см. рис. 2,в) близок к расчету для модели *A* (кривая 2, деполяризующий слой).

Превышение деполяризации для модели *A* над начальной деполяризацией при однократном рассеянии внутри слоя ($D = 0,0748$) приведено пунктирной линией 2' и оно больше величины деполяризации для модели *B*. Очевидно, здесь играет роль более вытянутая индикатриса рассеяния крупных органических частиц. С дальнейшим увеличением глубины деполяризация для всех моделей постепенно спадает и возвращается к уровню, который она имела бы в однородной среде. (Этот уровень показан пунктирными прямыми). Общий градиент деполяризации (отнесенный к показателю ослабления) $\delta = \frac{1}{c} \frac{dD}{dz}$ составляет 0,0014 для минеральной фракции и 0,01 для органической в верхних слоях. Последнее значение близко к величине, экспериментально полученной в [12] ($\delta = 0,009$).

Появление «локальных» максимумов деполяризации в рассеивающих слоях становится понятным, если признать, что определяющую роль в деполяризации излучения играет не только малоугловое рассеяние, но все многократное рассеяние (в том числе и на большие углы) внутри слоя с повышенной мутностью.

Поскольку при последовательных актах рассеяния направление плоскости рассеяния изменяется случайным образом, это приводит [в соответствии с выражением (1)] к изменению поляризации фотона. В конечном счете фотон, вернувшийся в поле зрения приемника, остается поляризованным, но направление преимущественной поляризации для каждого фотона изменяется случайно. Рассеяние на частицах взвеси некогерентно, что приводит к появлению неравной нулю деполяризованной составляющей сигнала. Величина кроссполяризованной компоненты (после пересчета на первоначальную плоскость референции) зависит от величины угла (углов) рассеяния фотонов во время распространения. Рассеяние на большие углы влечет за собой значительно большую, чем при малоугловом рассеянии, деполяризацию сигнала.

Хорошо известно [25], что доля многократно рассеянного излучения в сигнале пропорциональна оптическому диаметру пятна η , образуемого полем зрения лидара (2φ) в месте расположения рассеивающего слоя (приблизительно $\eta = 2b\varphi z$, z — расстояние до точки рассеяния). Фотоны, вылетевшие при первом рассеянии из конуса поля зрения, имеют пренебрежимо малую вероятность впоследствии снова попасть в поле зрения приемника из-за малости последнего. Вероятность для фотона остаться в поле зрения лидара при рассеянии на большие углы, сравнимые с единицей, определяется величиной $p = 1 - \exp(-c\varphi z) \approx \eta$ при $\eta \ll 1$. Поэтому величина «локальной» деполяризации (поскольку она определяется именно рассеянием на большие углы) в нашем предположении также оказывается пропорциональной оптическому диаметру η . После

прохождения мутного рассеивающего слоя значение η резко уменьшается, что приводит к постепенному уменьшению деполаризации и возвращению ее на первоначальный профиль.

Таким образом, представленные результаты позволяют предположить схему формирования кросс-поляризованной компоненты сигнала в виде суммы трех слагаемых (схема представлена на рис. 3, инверсный слой находится на глубинах $z_1 - z_2$):

$$D_{\Sigma}(z) = D_1 \left(\frac{S_{22}(\pi)}{S_{11}(\pi)} \right) + D_2 [b(z), g(\gamma), 2\varphi] + D_3 [\tau, g(\gamma), 2\varphi]. \quad (4)$$

В формуле (4) D_1 (кривая 1) определяется кроссполяризованной компонентой, возникающей при однократном рассеянии назад, и определяется значениями элементов $S_{11}(\pi)$ и $S_{22}(\pi)$ матрицы рассеяния. В разреженных средах (аэрозоль) — это преобладающая составляющая, в воде она хорошо выражена только в случае резкого изменения типа рассеивающих частиц.

Величина D_2 формируется в результате деполаризации излучения из-за многократного рассеяния на большие углы в слое повышенной мутности и определяется значением показателя рассеяния среды, полем зрения приемника 2φ и индикатрисой рассеяния. Фотоны, рассеянные на большие углы в областях с повышенным рассеянием, приобретают дополнительную длину пробега, в связи с чем могут достигнуть приемника в моменты, соответствующие области пространства за границей слоя. В отличие от сигнала однократного рассеяния сигнал многократного не спадает резко за границей слоя. Аналогичное поведение деполаризации — плавный спад за границей слоя (см. рис. 2, в) — и позволяет предположить указанную причину как преобладающую при наблюдении слоев повышенной мутности.

И наконец, D_3 — это монотонный рост деполаризации, определяемый интегральной оптической толщиной слоя $\tau = bz$ и вызванный многократным рассеянием на малые углы. При малых углах поля зрения лидаров (для нашего лидара — 8 мрад в воздухе, или соответственно 6 мрад в воде) медленный рост деполаризации будет маскироваться любыми значимыми изменениями в оптических параметрах гидрозоля, и однозначное восстановление профиля ослабления по градиенту отношения деполаризации вряд ли возможно.

Кривой 4 на рис. 3 представлена суммарная деполаризация D_{Σ} . Выражение (4) нельзя рассматривать как точное равенство, поскольку в действительности составляющие D_2 и D_3 сами зависят от значений компонент матрицы рассеяния S_{ii} и не могут быть четко разграничены. Однако заметное проявление «локальной» составляющей деполаризации D_2 как добавки к монотонно растущему фону позволяет рассматривать ее как аддитивную составляющую и использовать особенности деполаризации при идентификации рассеивающих слоев.

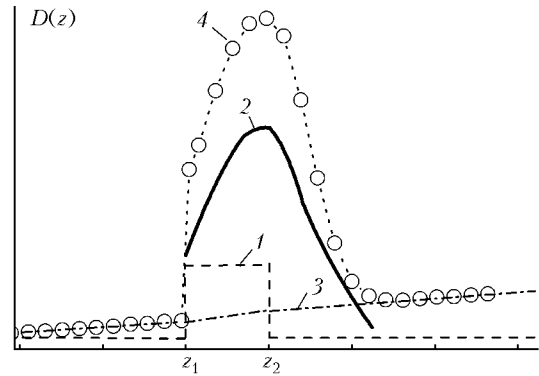


Рис. 3. Схема формирования кроссполяризованной компоненты лидарного сигнала: 1, 2, 3 — составляющие деполаризации по (4); 4 — суммарная деполаризация

3. Экспериментальные наблюдения гидрооптических неоднородностей самолетным лидаром

Некоторое представление о взаимной изменчивости показателя ослабления и деполаризации обратно рассеянного излучения в естественных водах дают приводимые ниже результаты наблюдения неоднородностей морской воды лидаром с борта самолета. Наблюдения деполаризации лидарных сигналов проводились в ноябре 1996 г. над акваторией озера Байкал [26] и в июне 1997 г. вблизи побережья Шотландии [27]. В обоих случаях зондирование проводилось с борта самолета, летящего на высоте 200 м над поверхностью воды. Лидар имел телескоп диаметром 150 мм и Nd:YAG-лазер с длиной волны излучения 0,53 мкм, энергией импульса 50 мДж и частотой повторения импульсов 5 Гц. Полный угол поля зрения $2\varphi = 8$ мрад. Для оцифровки измеряемого лидарного сигнала мы применили 7-разрядный аналого-цифровой преобразователь (АЦП) с шагом дискретизации 8 нс и полосой 33 МГц (это соответствует реальному разрешению в 3 м по глубине). Принимаемый оптический сигнал делился призмой Волластона на две компоненты: параллельную исходной поляризации P_{co} и перпендикулярную P_{cros} . Каждый сигнал регистрировался своим ФЭУ. К сожалению, не удалось провести абсолютную калибровку каналов, и приводимые далее значения отношения деполаризации $D = P_{cros}/P_{co}$ известны с точностью до постоянного множителя. Погрешности измерения мощности сигнала в середине рабочего диапазона приемника находятся в пределах 12–15% при зондировании слабо замутненной воды ($c = 0,12 \text{ м}^{-1}$) и возрастают до 18–20% в мутных водах ($c = 0,36 \text{ м}^{-1}$) из-за более быстрой скорости изменения сигнала на входе АЦП. В результате относительная погрешность определения деполаризации в каждой точке сигнала может достигать 25%.

На рис. 4 (см. вклейку) даны примеры лидарных записей, полученных на участках полета с ярко выраженными пространственными неоднородностями оптических параметров воды. Вверху приведены графики изменения коэффициента ослабления

вдоль линии полета. Направление полета — слева направо, дистанция полета L приведена вдоль оси абсцисс.

Средний в диапазоне глубин 5–15 м показатель ослабления s оценивался по скорости спада сигнала в логарифмическом масштабе. Используемое при этом предположение об однородности воды основано на том, что отклонения зарегистрированного сигнала от экспоненциального спада нигде не превосходят погрешностей оцифровки сигнала. Следует учитывать, что при поле зрения 8 мрад, используемом в лидаре, возможно некоторое занижение восстановленного ослабления (до 30%) из-за вклада многократного рассеяния [1].

Внизу на рис. 4,а–в приведена двумерная (глубина z — дистанция L) карта деполяризации D -сигнала, представленная в цветовой шкале. Глубины сигнала здесь превосходят диапазон оцифровки. Максимальные глубины ограничены участком, где значения одного из каналов становятся менее 2 разрядов АЦП. Глубинные профили отношения деполяризации в наиболее интересных точках полета (цифры в белых кружках) представлены в правой части рис. 4.

На рис. 4,а приведена запись полета над оз. Байкал по направлению к устью Селенги. В этой области озера резкое замутнение воды определяется выносом большого количества мелких минеральных частиц (глина) водами реки. Подобная мелкодисперсная взвесь не должна вызывать деполяризации в однократном рассеянии, и следует ожидать, что причиной деполяризации сигнала в этом случае будет многократное рассеяние. Действительно, видно, что изменения деполяризации полностью коррелируют с изменениями показателя ослабления вдоль линии полета. Градиент деполяризации dD/dz больше для точки 3 (более мутная вода). Отметим, что резкий рост деполяризации на глубине 14 м в точке 4 соответствует отражению от дна озера, тогда как в поляризованной компоненте сигнал от дна становится заметным только с 10-метровой глубины.

Рис. 4,б относится к полету от побережья Шотландии к северо-востоку в открытое море. Резкое уменьшение замутненности воды через минуту полета соответствует переходу от прибрежных вод, богатых терригенными частицами, к более прозрачным водам открытого океана. Пропорциональное уменьшение деполяризации находится в согласии с этим предположением. Через 20 км полета наблюдается незначительное увеличение ослабления, лишь слегка превышающее погрешности наблюдений. Однако отношение деполяризации в этой области резко возрастает, значительно превышая уровень деполяризации в мутных прибрежных водах. Несомненно, это вызвано увеличением относительного содержания крупной органической фракции (фито- и зоопланктон), вызывающей деполяризацию в однократном рассеянии из-за несферической формы органических частиц. Средний по глубине градиент деполяризации здесь (точка 3) также больше, чем в точке 1, что объясняется значительно

большей вытянутостью индикатрисы рассеяния органических частиц и, следовательно, большим вкладом многократного рассеяния.

Весьма характерный случай несогласованного изменения деполяризации и ослабления вдоль линии полета представлен на рис. 4,в. Здесь показан полет над участком Северо-Атлантического течения между Шетлендскими и Фарерскими островами. Пространство с более мутной водой (около 5 км в поперечнике) сопровождается значительным увеличением деполяризации. Интересно здесь то, что максимум деполяризации (точка 2) заметно сдвинут относительно максимума мутности (точка 3) в направлении фронтальной зоны. Весьма вероятно, что именно во фронтальной зоне происходит максимальное развитие крупных несферических частиц биопланктона, в то время как в несколько более мутной воде (правее точки 3) большую долю занимают мелкие сферические частицы. Здесь также хорошо заметно, что градиент деполяризации определяется в большей степени типом рассеивающих частиц (т.е. компонентами матрицы рассеяния), а не абсолютным значением показателя ослабления.

К сожалению, отсутствие какой-либо априорной информации о матрице рассеяния взвеси, так же как и достоверных моделей поляризационных характеристик гидрозоля, не позволяет в общем случае восстанавливать по наблюдениям деполяризации количественную информацию об оптических параметрах среды. Можно говорить лишь о качественной интерпретации наблюдений. Так, при постоянстве показателя ослабления резкие изменения в деполяризации свидетельствуют о вариациях содержания крупных органических частиц. Изменения деполяризации полностью обусловлены соответствующими изменениями ослабления только в случае преобладания мелкой минеральной фракции — например, при наблюдении нефелоидных слоев вблизи дна или вблизи устьев рек. Несинхронное поведение деполяризации и показателя ослабления свидетельствует об изменении соотношения крупной (органической) и мелкой фракций гидрозоля. Это относится и к глубинным профилям — неоднородности в поляризации скорее всего вызываются изменениями в матрице рассеяния среды, а градиент деполяризации определяется компонентами матрицы, в силу чего однозначное соответствие между степенью деполяризации и показателем ослабления вряд ли существует.

Характерно, что неоднородности, подобные показанным на рис. 4,в, мы наблюдали достаточно часто — имеется шесть подобных записей, сделанных в течение 30 полетных часов над прибрежными водами Шотландии. В то же время лишь один раз наблюдалась ситуация с заметным отклонением спада интенсивности сигнала от экспоненциального [4], позволившая выявить вертикальные неоднородности показателя ослабления путем обращения (1). Это еще раз подчеркивает информативность поляризационного лидарного зондирования гидрозолей.

Заключение

Поляризационное лидарное зондирование дает огромный объем дополнительной информации об оптических свойствах гидрозоля. Прежде всего это относится к возможности обнаружения инверсных рассеивающих слоев как в толще воды, так и непосредственно у дна. Особенно это существенно в приповерхностных слоях, поскольку изменение концентрации крупных органических частиц слабо влияет на величину показателя обратного рассеяния β_p и поэтому слабо проявляется в лидарном сигнале. Изменения вклада различных гидрозолевых фракций (мелкой минеральной и крупной органической) ведут к изменению отношения деполаризации при однократном рассеянии назад и поэтому хорошо заметны в кроссполаризованном сигнале. Однако большой уровень многократно рассеянной радиации вызывает неоднозначную интерпретацию данных. Расчеты показывают, что инверсные слои, сформированные как повышенной концентрацией фонового гидрозоля, так и появлением несферических частиц, вызывают похожие локальные максимумы в профиле деполаризации.

Оптические параметры естественных вод (сильная вытянутость индикатрисы рассеяния, значительное поглощение) способствуют тому, что интенсивность светового поля формируется в основном рассеянием на малые углы и поэтому удовлетворительно описывается малоугловым приближением. Однако часть излучения рассеивается на большие углы и формирует диффузный фон, в значительной степени деполаризованный уже при небольших оптических толщах [28]. Вклад его в полную интенсивность излучения незначителен, но его роль является определяющей в формировании кроссполаризованной компоненты сигнала из области расположения слоя повышенной мутности. Излучение, претерпевшее рассеяние на большие углы, быстро покидает поле зрения лидара, что и объясняет снижение степени деполаризации после прохождения слоя.

К сожалению, имея только одну надежно измеренную матрицу рассеяния [18], нельзя в настоящее время говорить о точном статистическом моделировании процесса деполаризации излучения в воде и его связи с составом взвеси. Судя по всему, однозначное восстановление профиля показателя рассеяния по наблюдениям одной только деполаризации вряд ли возможно. Совместный анализ обоих поляризованных компонент лидарного сигнала позволяет получать более достоверную информацию о гидрозолевой среде.

В заключение авторы выражают благодарность В.В. Веретенникову и Г.М. Крекову за ценные замечания и участие в обсуждении результатов.

Работа проводилась при финансовой поддержке CRDF, проект № RG2-2357-TO-02.

1. Коханенко Г.П., Крекова М.М., Пеннер И.Э., Шаманаев В.С. Совместное влияние многократного рассеяния и ветрового волнения на результаты зондирования морской воды лидаром с переменным полем

- зрения // Оптика атмосф. и океана. 2000. Т. 13. № 4. С. 367–378.
2. Churnside J.H., Tatarskii V.I., Wilson J.J. Oceanographic lidar attenuation coefficient and signal fluctuations measured from a ship in the Southern California Bight // Appl. Opt. 1998. V. 37. N 15. P. 3105–3112.
3. Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Шаманаев В.С. Исследования морской воды в Северной Атлантике судовым лидаром // Оптика атмосф. и океана. 1998. Т. 11. № 7. С. 714–722.
4. Veretennikov V.V., Kokhanenko G.P., Shamanaev V.S. Interpretation of the data of sea-water lidar sensing // Advanced in Laser Remote Sensing: Selected papers of 20th ILRC, Vichy, France. 2000. P. 145–148.
5. Букин О.А., Ильичев В.И., Майор А.Ю., Павлов А.Н., Стафиевский А.Г., Тянкин В.А. Судовой гидролидарный комплекс для зондирования верхнего слоя океана // Оптика атмосф. и океана. 1994. Т. 7. № 10. С. 1403–1409.
6. Billard B., Abbot R.H., Penny M.F. Airborne estimation of sea turbidity parameters from the WRELADS laser airborne depth sounder // Appl. Opt. 1986. V. 25. N 13. P. 2080–2088.
7. Veretennikov V.V. Structure of a lidar return from sea water in the small-angle multiple scattering approximation // Proc. SPIE. Atmospheric and Ocean Optics / Ed. G. Matvienko, V. Lukin, 1999. V. 3983. P. 260–270.
8. Зега Э.П., Чайковская Л.И. Приближенные уравнения переноса поляризованного излучения в средах с сильно анизотропным рассеянием // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1985. Т. 21. № 10. С. 93–96.
9. Копелевич О.В. Малопараметрическая модель оптических свойств морской воды // Оптика океана. Т. 1. Физическая оптика океана. М.: Наука, 1983. С. 208–235.
10. Шифрин К.С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 278 с.
11. Ерлов Н. Оптическая океанография. М.: Мир, 1970. 224 с.
12. Васильков А.П., Гольдин Ю.А., Гуреев Б.А. Определение вертикального распределения показателя рассеяния света морской воды с помощью авиационного поляризационного лидара // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 1997. Т. 33. № 4. С. 563–569.
13. Goldin Yu.A., Vasilkov A.P., Gureev B.A., Hoge F.E., Swift R.N., and Wright C.W. Airborne polarization lidar observation of 2D spatial structure of near-bottom scattering layers // Current Problems in Optics of Natural Waters. Proc. of D.S. Rozhdestvensky Optical Society. St. Petersburg, 2001. P. 127–132.
14. Krekov G.M., Krekova M.M., Shamanaev V.S. Laser sensing of a subsurface oceanic layer. II. Polarization characteristics of signals // Appl. Opt. 1998. V. 37. N 9. P. 1596–1601.
15. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике / Под ред. Г.И. Марчука. Новосибирск: Наука, 1976. 284 с.
16. Белов В.В., Креков Г.М., Титов Г.А. Некоторые приемы повышения эффективности численных экспериментов по лазерному зондированию атмосферного аэрозоля // Вопросы дистанционного зондирования атмосферы» / Ред. В.Е. Зуев. Томск: Изд-во ИОА СО АН СССР, 1975. С. 102–116.
17. Копелевич О.В. Оптические свойства морской воды: Дис. ... докт. техн. наук. 1987.
18. Voss K.J., Fry E.S. Measurement of the Mueller matrix for ocean water // Appl. Opt. 1984. V. 24. N 23. P. 4427–4439.
19. Шерстянкин П.П., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Ростов А.П., Куимова Л.Н., Иванов В.Г., Блинов В.В. О формировании конвергентной зоны фронта подо

- льдом на озере Байкал // Докл. РАН. Геофиз. 2002. Т. 383. № 1. С. 106–110.
20. *Sherstyankin P.P.* Light Regime and Optical Properties of Water // Physical Limnology of Lake Baikal: a Review / Ed. by M.N. Shimaraev and S. Okuda. Irkutsk; Okayama: Baikal International Center for Ecological Research, 1994. P. 24–30.
 21. *Васильков А.П., Кондранин Т.В., Мясников Е.В.* Поляризационные характеристики сигнала обратного рассеяния при импульсном зондировании океана узким световым пучком // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана 1988. Т. 24. № 8. С. 873–882.
 22. *Городничев Е.Е., Кузовлев А.И., Рогозкин Д.Б.* Малоугловое многократное рассеяние поляризованного света в мутных средах // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2003. Т. 19. № 3. С. 371–383.
 23. *Кравцов Ю.А.* О «геометрической» деполаризации света в турбулентной атмосфере // Изв. вузов. Радиофиз. 1970. Т. 13. № 2. С. 281–285.
 24. *Татарский В.И.* Деполаризация светового пучка в турбулентной атмосфере // Изв. вузов. Радиофиз. 1967. Т. 10. № 12. С. 1762–1763.
 25. *Креков Г.М., Крекова М.М.* Особенности поляризационного лазерного зондирования в системе «атмосфера–океан» // Оптика атмосфер. 1989. Т. 2. № 1. С. 73–79.
 26. *Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Шаманаев В.С., Ладбрук Дж., Скотт А.* Лазерное зондирование акватории озера Байкал // Оптика атмосфер. и океана. 1999. Т. 12. № 1. С. 39–45.
 27. *Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Шаманаев В.С.* Авиалидарные исследования морской акватории. Ч. 1. Короткие трассы // Оптика атмосфер. и океана. 2001. Т. 14. № 12. С. 1132–1136.
 28. *Вергун В.В., Генин Е.В., Коханенко Г.П., Крутиков В.А., Межевой Д.С.* Особенности временной структуры излучения в плотных рассеивающих средах // Оптика атмосфер. 1990. Т. 3. № 7. С. 691–697.

G.P. Kokhanenko, M.M. Krekova, I.E. Penner, V.S. Shamanaev. **Detection of hydrosol inhomogeneities by polarization lidar.**

Analysis of polarization components of a lidar return significantly improves the efficiency of sensing of the upper ocean layer. The appearance of the cross-correlation component in the lidar return is known to be related either to the presence of nonspherical particles in the scattering volume or to the rather high level of multiple scattering. In natural waters both these factors take place: hydrosol particles are nonspherical and the optical depth of the sensed water layer can achieve significant values. As a result, the polarization pattern of the lidar return even in the surface layer defies unambiguous interpretation.

In this paper, the attempt to interpret polarization lidar measurements is undertaken in order to detect stratified underwater inhomogeneities. For this purpose, the results of numerical simulation of lidar returns are compared with the results of lidar observations. The proposed scheme of formation of the cross-polarized component in the lidar return explains the appearance of local depolarization maxima. Airborne lidar observations demonstrate the relation between variations of the extinction coefficient and the depolarization ratio along the flight line. It is shown that the joint analysis of the both polarization components of the lidar return provides the more reliable information about a hydrosol medium.

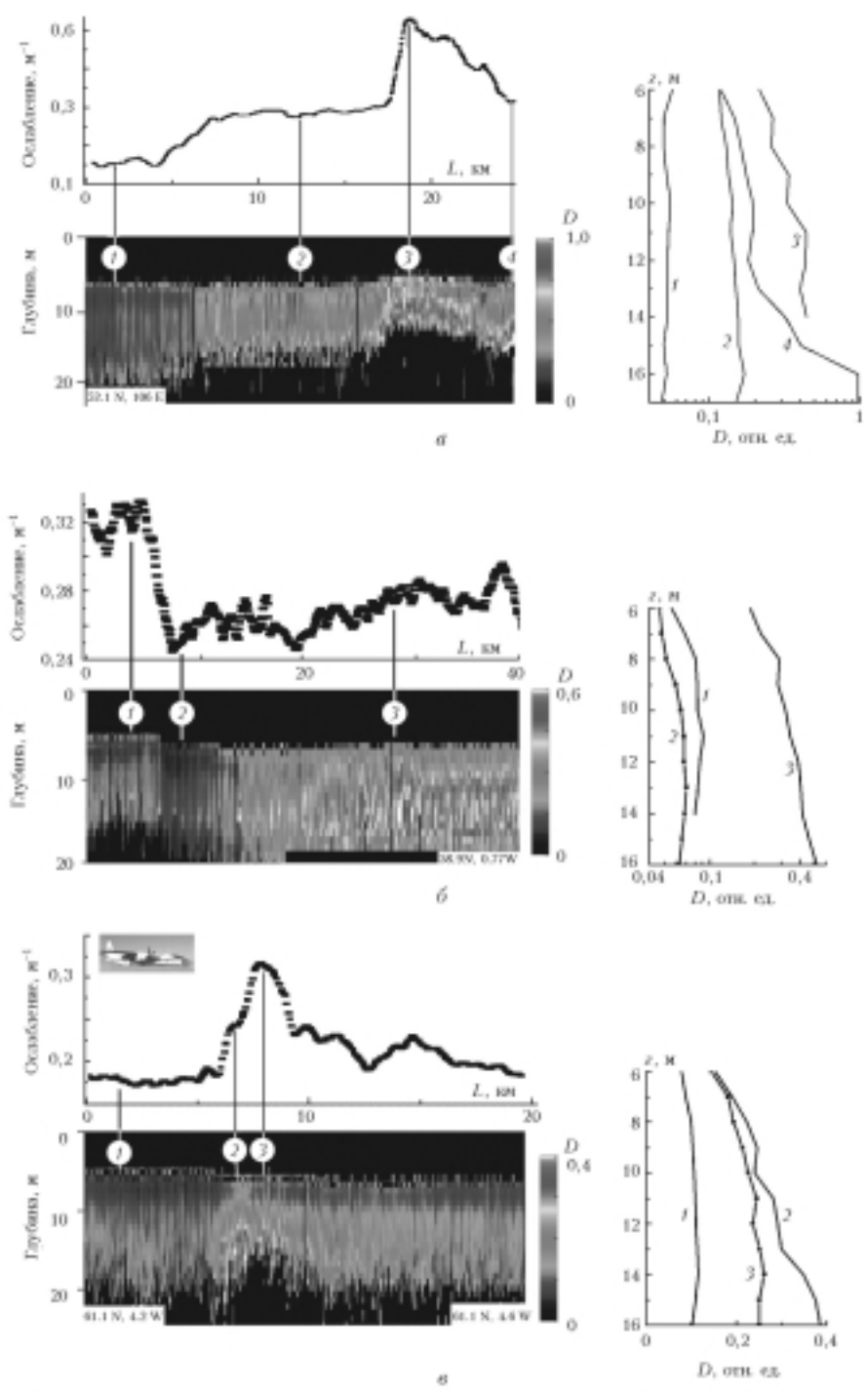


Рис. 4. Наблюдения деполаризации лидарных сигналов с борта самолета: *a* – Байкал, ноябрь 1996 г.; *b* – Северное море, июль 1997 г.; *c* – Норвежское море, июль 1997 г.