

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ  
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.46.07

**Лидарные и *in situ* измерения оптических параметров  
поверхностных слоев воды в озере Байкал**

**Г.П. Коханенко, Ю.С. Балин, И.Э. Пеннер, В.С. Шаманаев\***

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 9.12.2010 г.

С помощью лидара, размещенного на борту НИС «Г.Ю. Верещагин», исследовалось пространственное распределение показателя ослабления верхнего слоя воды оз. Байкал. На гидрологических станциях проводилось измерение вертикальных профилей оптических параметров – показателей ослабления и обратного рассеяния. Приводятся результаты сопоставления лидарных и *in situ* измерений, обсуждаются причины трудностей обнаружения подводных слоев повышенной мутности с помощью лидара упругого рассеяния.

*Ключевые слова:* лидар, упругое рассеяние, первичные гидрооптические характеристики; lidar, elastic scattering, inherent optical properties.

**Введение**

Лазерное зондирование воды, основанное на эффекте упругого рассеяния света гидрозодем, является эффективным методом изучения верхнего слоя океана, обнаружения подводных рассеивающих слоев и аномалий. Сигналы обратного рассеяния на гидрозоде 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, 2], в экспериментах достаточно уверенно восстанавливается средний по трассе зондирования показатель ослабления [3–5], что дает возможность следить за изменчивостью гидрооптических параметров вдоль линии движения судна или самолета.

Полезную информацию о присутствии подводных неоднородностей дает поляризационное зондирование [6–8]. Но восстановление глубинных профилей оптических параметров (ослабления или обратного рассеяния) представляет значительные трудности, и примеров их успешного восстановления не много [2, 9–12]. Хорошо наблюдаются крупные подводные объекты (косяки рыбы [13]), а также мутные слои вблизи дна или вблизи устьев рек [6, 14], образованные, по всей видимости, однородными терригенными частицами. Однако подводные аномалии, вызванные повышенной концентрацией крупных органических частиц (планктона), часто остаются неразличимыми в эхосигнале.

Статья разделена на две части. В первой приводятся некоторые результаты лидарного зондирования поверхностных слоев воды оз. Байкал, проводившегося в августе 2003 г. с борта НИС «Г.Ю. Верещагин». Показаны примеры успешного наблюдения пространственных изменений мутности воды и обнаружения фронтальных зон лидаром на борту судна. Приводятся результаты одновременно проводившихся *in situ* измерений первичных гидрооптических характеристик, проводится сравнение восстановленного «лидарного» показателя ослабления с измеренным показателем ослабления направленного пучка. Во второй части статьи обсуждаются особенности оптических характеристик отдельных фракций гидрозоля, объясняющие трудности восстановления глубинных профилей оптических параметров по сигналам упругого рассеяния. Приводятся измеренные *in situ* профили гидрооптических характеристик и взаимные соотношения между показателями ослабления и обратного рассеяния, поясняющие возможные причины неразличимости слоев планктона в лидарных сигналах.

**1. Лидарные наблюдения**

Лидарные измерения проводились во время движения между гидрологическими станциями на акватории Байкала. Положение станций приведено на рис. 1.

В поляризационном лидаре использовался Nd:YAG-лазер, излучающий на  $\lambda = 532$  нм импульсы 50 мДж длительностью 2 нс. Частота повторения импульсов была 3 Гц. Линзовый телескоп имел диаметр 150 мм и поле зрения  $2\varphi = 8$  мрад. В приемнике использовались поляризационная призма Волластона и два фотоэлектронных умножителя R7899, имеющих время нарастания сигнала 1,7 нс. Сигнал

\* Григорий Павлович Коханенко (kokh@iao.ru); Юрий Степанович Балин (balin@iao.ru); Иоганес Эрнстович Пеннер (penner@iao.ru); Виталий Сергеевич Шаманаев (shvs@iao.ru).

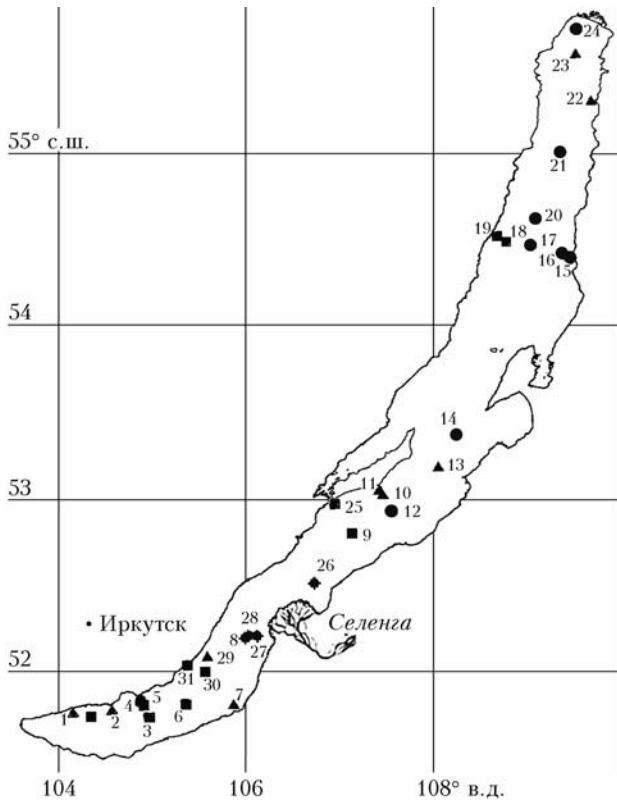


Рис. 1. Расположение гидрологических станций на акватории Байкала

оцифровывался 8-разрядным осциллографом TDS3032B с шагом 0,8 нс. Лидар размещался в лаборатории на главной палубе судна (рис. 2).

Из-за малой высоты палубы над поверхностью воды (2 м) для введения луча в воду использовалось зеркало, установленное на носу судна. Дистанция до поверхности увеличивалась до 22 м, что позволяло совместить лазерный пучок и поле зрения телескопа до входа излучения в воду. Для предотвращения зеркальных бликов луч наклонялся под углом 5° к вертикали.

Во время стоянки выполнялись *in situ* измерения с помощью погружаемого прибора *c-beta* ([www.hobilabs.com](http://www.hobilabs.com)). В приборе используется излучение с длиной волны  $\lambda = 532$  нм. Измерялись показатель ослабления  $s$  на базе 0,3 м и показатель направленного рассеяния  $\beta_{140}$  под углом 140°, пропорциональный показателю рассеяния  $b_b$  в обратную полусферу. В процессе измерений прибор опускался до максимальных глубин 300 м с постоянной скоростью около 0,5 м/с. Температура воды измерялась забортным термометром.

В оз. Байкал в указанное время наблюдается устойчивая стратификация, характеризующаяся отсутствием вертикального перемешивания поверхностных и глубинных вод. В верхних слоях после прохождения гомотермии (в июне и ноябре) возникает сезонный слой скачка на глубинах 10–30 м, постепенно заглубляющийся по мере весеннего и летнего прогрева [15]. Скачок плотности препятствует свободному оседанию частиц гидрозоль органического происхождения, в результате чего концентрация планктона в поверхностных слоях возрастает. Способствует увеличению мутности воды и бурное развитие фитопланктона в летнее время. Глубина видимости



Рис. 2. Размещение лидара на НИС. Белая линия показывает ход лазерного пучка над палубой судна

диска Секки в период наблюдений изменялась в пределах 4,5–12 м, измеренный показатель ослабления – от 0,4 до 2,7 м<sup>-1</sup>.

Основными оптическими параметрами воды как рассеивающей среды являются показатель поглощения  $a$  и показатель направленного рассеяния  $\beta(\gamma)$ , определяющий интегральный показатель рассеяния

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

где  $\gamma$  – угол рассеяния. Кроме того, используются показатель обратного рассеяния

$$b_b = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\gamma) \sin \gamma d\gamma,$$

а также показатель ослабления направленного излучения

$$c = a + b.$$

Показатель  $\beta(\gamma)$  можно представить в виде

$$\beta(\gamma) = bg(\gamma),$$

где  $g(\gamma)$  – индикатриса рассеяния. При обработке лидарных сигналов используется уравнение лазерного зондирования в приближении однократного рассеяния

$$P(z) = C \frac{A_0}{(Z_0 + z/n)^2} \beta_{\pi}(z) \exp \left[ -2 \int_{Z_0}^z c_{eff}(z') dz' \right]. \quad (1)$$

Здесь  $C$  – константа, учитывающая энергию и длительность лазерного импульса;  $A_0$  – площадь приемного телескопа;  $Z_0$  – расстояние до поверхности воды;  $z$  – глубина;  $n$  – показатель преломления;  $\beta_{\pi}(z) \equiv \beta(180^\circ, z)$ . Эффективный («лидарный») показатель ослабления  $c_{eff}$  совпадает с показателем ослабления направленного излучения  $c$  только в случае предельно малого угла поля зрения лидара. Поскольку из-за влияния поверхностного волнения в гидро-зольных лидарах используется достаточно большое поле зрения [1], в эхосигнале велика доля рассеянного излучения и, кроме того, существенный вклад вносит многократное рассеяние. Как хорошо известно [16], это приводит к тому, что восстановленный таким образом «лидарный» показатель ослабления находится между значениями показателя ослабления направленного излучения  $c$  и показателем вертикального ослабления освещенности

$$K = \frac{d}{dz} (\ln E_d(z)),$$

где  $E_d(z)$  – освещенность от нисходящей солнечной радиации на глубине  $z$ . Согласно [17]  $K = a + kb$ , где  $k$  – коэффициент, зависящий от асимметрии

индикатрисы рассеяния, он равен 1/2 для изотропного рассеяния, и, по данным наблюдений,  $k < 1/4$  для морских вод. Возможно представление лидарного показателя ослабления в виде  $c_{eff} = a + 2b_b$  [18], где удвоенный показатель обратного рассеяния  $b_b$  определяет «изотропную» часть рассеяния. В общем случае степень занижения величины  $c_{eff}$  по сравнению со значением показателя ослабления  $c$  растет с увеличением поля зрения лидара и асимметрии индикатрисы рассеяния.

Численные расчеты [1], учитывающие влияние ветрового волнения, оценивают возможное занижение в 1,5–2 раза для типичных вод открытого океана и поля зрения, меньшего 8 мрад. В некоторых экспериментах проводилось сравнение лидарных и контактных измерений показателя ослабления. В [3] получена зависимость  $c_{eff} = 0,217c + 0,0671$  при зондировании широким пучком, поле зрения 26 мрад. В лидарных исследованиях байкальской воды [19, 20] с поверхности льда (поле зрения от 4 до 10 мрад) получено соотношение  $c_{eff} = 0,38c + 0,11$ . Ясно, что в реальных наблюдениях невозможно учесть все параметры эксперимента (в том числе неизвестную *a priori* асимметрию индикатрисы рассеяния воды), поэтому в лидарных исследованиях пространственных вариаций мутности поверхностных слоев воды обычно ограничиваются восстановлением значений показателя  $c_{eff}$ .

Если предположить, что оптические параметры  $c_{eff}$  и  $\beta_{\pi}$  постоянны по глубине, из (1) получаем выражение для логарифма лидарной функции

$$\ln S(z) \equiv \ln(P(z)(Z_0 + z/n)^2) = \text{const} - c_{eff}z.$$

Для каждого импульса выделялся диапазон глубин ( $z_{\min}, z_{\max}$ ), внутри которого мощность эхосигнала не выходит за пределы динамического диапазона АЦП, и вычислялся средний по глубине показатель  $c_{eff}$  по наклону зависимости  $\ln S(z)$  методом наименьших квадратов. Подробно используемый алгоритм описан в [21]. Глубина  $z_{\min}$  выбиралась не менее 1 м, чтобы избежать влияния поверхности, значение  $z_{\max}$  зависит от скорости спада сигнала и при невысокой прозрачности воды, наблюдавшейся в описываемый период наблюдений, не превышало 8–10 м.

Ниже приводятся (рис. 3–5) некоторые результаты зондирования поверхностного слоя байкальской воды во время движения судна. В верхней части рисунков – карта маршрута, в нижней – измеренные значения показателя  $c_{eff}$  и температуры воды. Также приводятся значения отношения деполаризации  $\delta = P_{\perp}/P_{\parallel}$ , где  $P_{\parallel}, P_{\perp}$  – мощности поляризационных компонент сигнала, параллельной и перпендикулярной к направлению поляризации лазера. Нужно учесть, что точной калибровки поляризационных каналов в этих измерениях не проводилось, и следует рассматривать только относительное изменение деполаризации вдоль маршрута движения.

На рис. 3 показана часть маршрута при входе в пролив Ольхонские Ворота. Резкое уменьшение

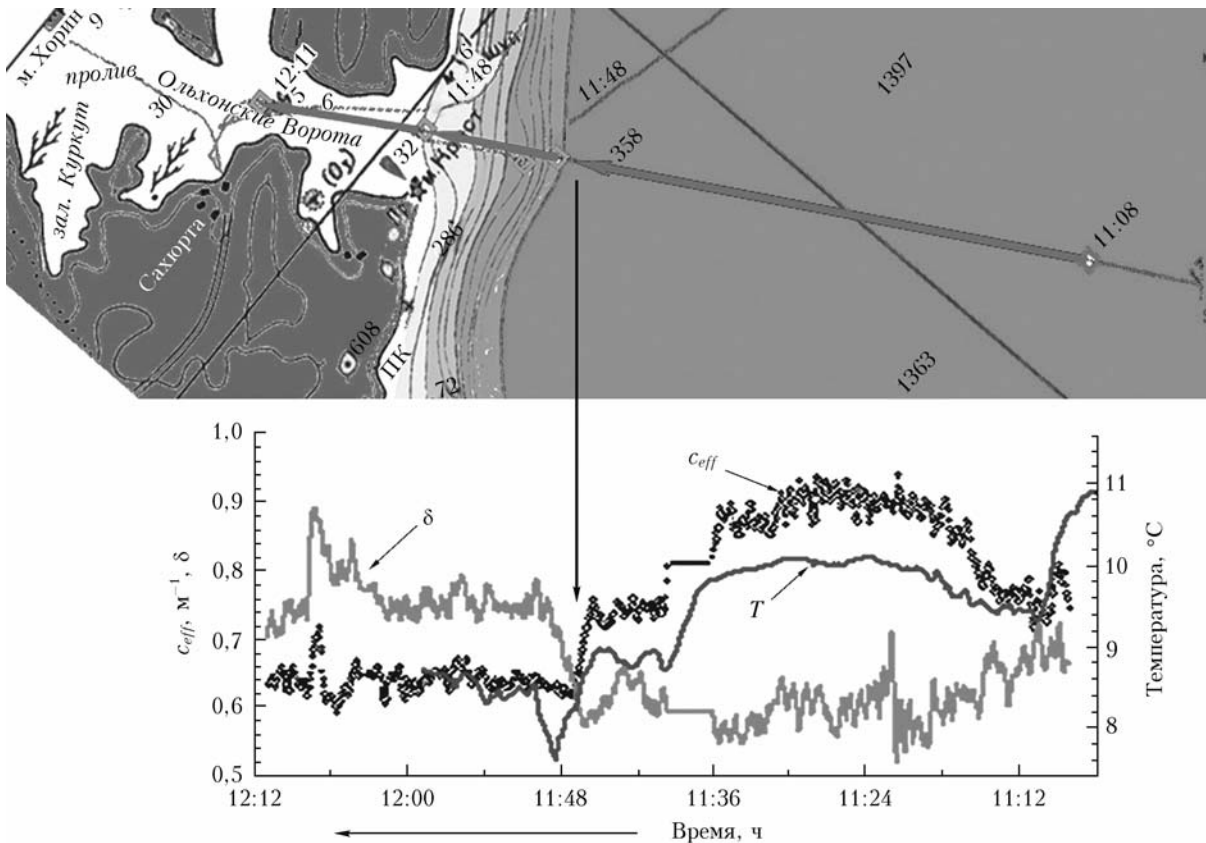


Рис. 3. Маршрут через пролив Ольхонские Ворота

температуры и показателя ослабления в начале крутого подъема берега при входе в пролив показывает наличие восходящего движения воды, поднимающего глубинную, более холодную и прозрачную, воду. Подобные вертикальные движения (апвеллинг) могут наблюдаться в области прибрежных склонов при антициклонической циркуляции течений [22]. Характерно, что в проливе одновременно с уменьшением замутненности воды растет деполяризация лидарного сигнала. В водной среде резкое увеличение интенсивности кроссполяризованной компоненты возможно либо в слоях повышенной мутности (как следствие большого уровня многократного рассеяния), либо в результате появления анизотропных частиц, вызывающих деполяризацию при однократном рассеянии назад [8]. В данном случае деполяризация растет в более прозрачной воде, что может говорить о появлении крупных асферических частиц (планктона) в районе апвеллинга.

Рис. 4 соответствует входу судна в мелководный пролив Малое Море с теплой водой. Резкие изменения ослабления в этом случае не сопровождаются выраженными изменениями температуры. Возможно, существующие в этом месте круговые течения (согласно [22] показаны серыми стрелками) препятствуют обмену между поверхностными слоями пролива и озера и формируют резкую границу распространения планктона.

Рис. 5 показывает часть маршрута на мелководье вблизи дельты Селенги. Теплый речной поток выносит в озеро большое количество мелких минеральных частиц. Резкое изменение температуры и ослабления видно при пересечении 50-метровой изобаты. В этом случае отношение деполяризации растет пропорционально ослаблению, что говорит о преобладании мелких частиц, вызывающих деполяризацию благодаря эффектам многократного рассеяния.

Сравнение лидарных и *in situ* измерений показано на рис. 6.

Приведена часть маршрута вблизи о. Ольхон между точками, обозначенными как  $A_0$  и  $A_1$  (расстояние около 7 км). Глубинные профили показателя ослабления, измеренные с помощью прибора *c-beta* на ближайших станциях, приведены в левой и правой частях рисунка, изменения  $c_{eff}$  вдоль маршрута — в центре. Лидарные и *in situ* измерения показывают уменьшение мутности от  $A_0$  к  $A_1$ . При этом лидарный показатель ослабления в 2–2,5 раза меньше, чем измеренный *in situ*. Подобное занижение, как уже указывалось, связано с влиянием многократного рассеянного излучения, попадающего в поле зрения лидара. Несмотря на подобные отклонения, лазерное зондирование позволяет, как это видно из приведенных примеров, контролировать пространственное распределение мутности воды на акватории, обнаруживать границы раздела между различными типами поверхностных вод.

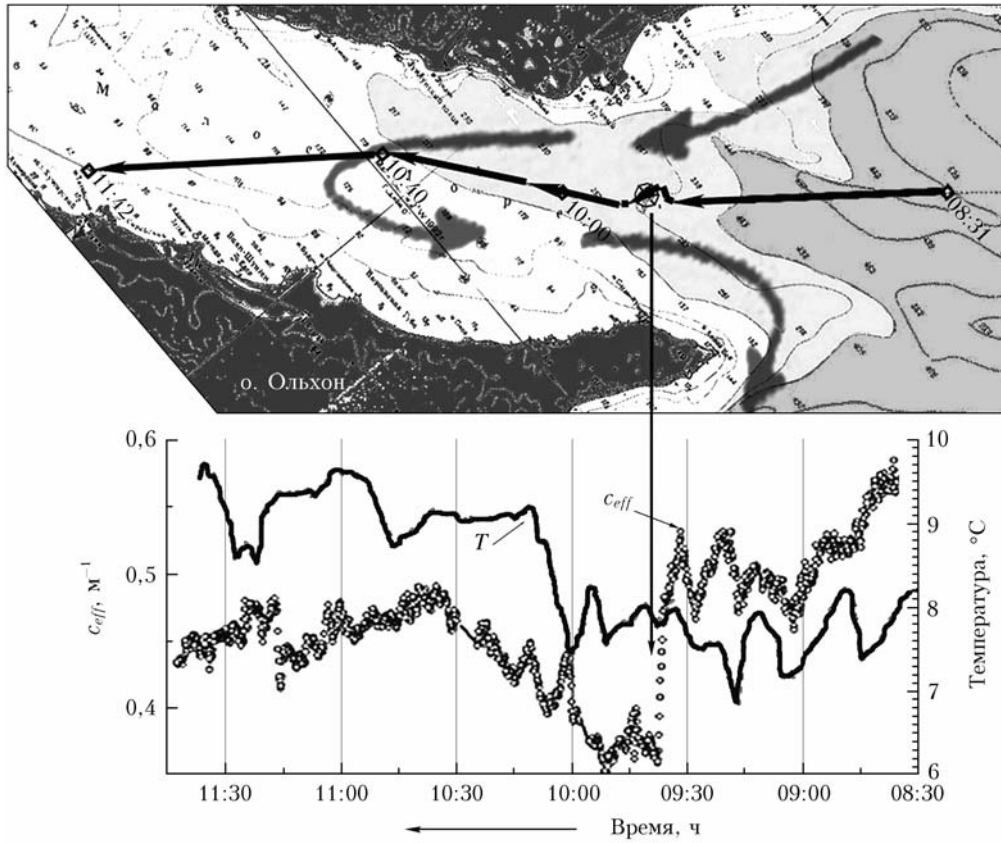


Рис. 4. Маршрут при входе в Малое море. Серые стрелки – поверхностные течения в безледный период по [22]

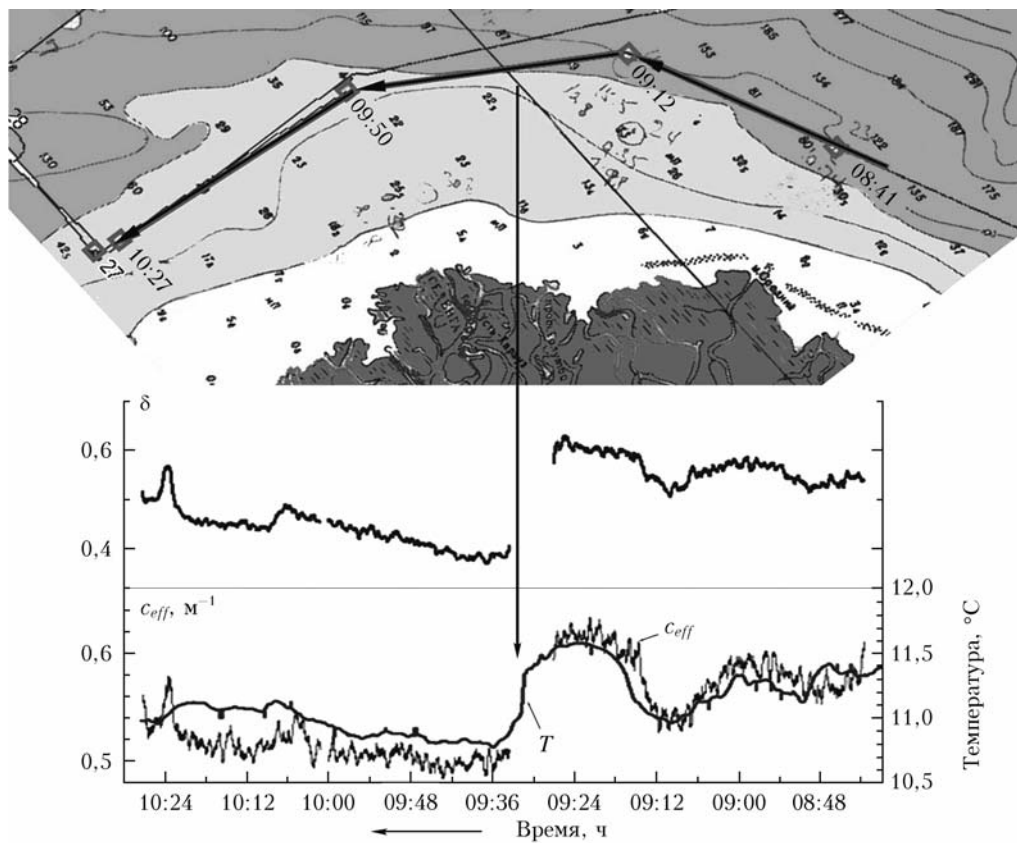


Рис. 5. Маршрут вблизи дельты Селенги

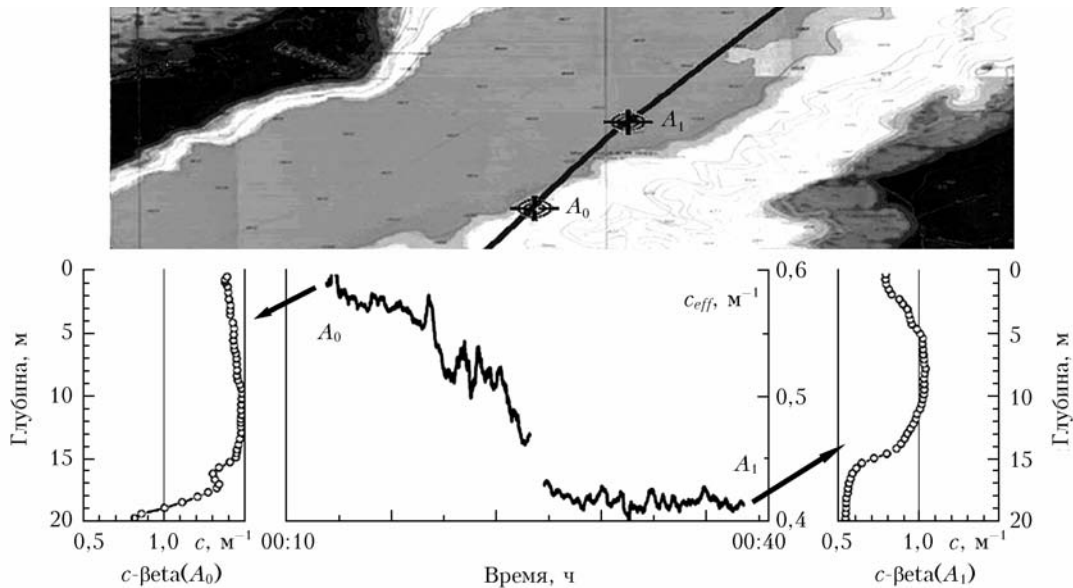


Рис. 6. Сравнение лидарных и *in situ* измерений на маршруте вблизи о-ва Ольхон

## 2. Глубинные профили гидрооптических параметров

Уравнение лазерного зондирования (1) позволяет восстанавливать вертикальные профили оптических параметров  $\beta_\pi$  и  $c$ , при этом мы должны априорно задавать связь между неизвестными величинами — ослаблением и обратным рассеянием. Подобная процедура успешно применяется в практике зондирования атмосферных аэрозолей. В гидрооптическом зондировании при восстановлении профиля  $c(z)$  возникают значительные трудности. Об одной уже говорилось — это существенное влияние ветрового волнения при малых углах поля зрения и многократного рассеяния — при больших.

Необходимо учитывать технические трудности — высокая скорость спада эхосигнала, вызванная большими значениями показателя ослабления, приводит к ограничению диапазона глубин, доступных обработке, повышенным погрешностям оцифровки сигнала и необходимости учета временного разрешения приемопередающего тракта. Часть проблем (например, учет многократного рассеяния и импульсной переходной функции фотоприемников) удается решить при восстановлении среднего по глубине значения показателя ослабления из лидарных измерений [2, 21]. Но ставить задачу восстановления глубинных профилей оптических параметров имеет смысл только в том случае, когда подводные неоднородности проявляются на лидарном сигнале. Иными словами, если спад логарифма лидарной функции  $S(z)$  отклоняется от экспоненциального на величину, большую погрешности измерений.

В описываемых экспериментах такого не наблюдалось, поэтому мы ограничились определением значений  $c_{eff}$ . Возможно, здесь играли роль высокая мутность воды озера и, следовательно, большие погрешности измерений. Однако и в более прозрачных

водах подводные неоднородности гидрозоля видны не всегда. Можно привести пример наших полетов с лидаром над прибрежными водами Шотландии [23] (типичные значения  $c_{eff} \approx 0,2 \text{ м}^{-1}$ ). В течение 30 полетных часов только один раз (10-минутный интервал измерений) наблюдалась ситуация с заметным отклонением спада интенсивности сигнала от экспоненциального, позволившая выявить вертикальные неоднородности показателя ослабления [2]. Из вида уравнения (1) ясно, что на форму лидарного сигнала в первую очередь влияет профиль показателя  $\beta_\pi(z)$ . Цель этой части статьи — обратить внимание на специфику профилей  $\beta_\pi(z)$  как в исследуемом водоеме, так и в морских водах, которая затрудняет наблюдение подводных неоднородностей.

В атмосферных исследованиях обычно принимается (в первом приближении) предположение о неизменности значения индикатрисы рассеяния  $g(180^\circ)$ . В этом случае показатель рассеяния назад  $\beta_\pi$  пропорционален показателю ослабления и рассеивающие слои любой природы хорошо проявляются на эхосигнале. Совершенно другая ситуация наблюдается с гидрозолем. В соответствии с общепринятой моделью формирования оптических параметров воды [24, 25] показатель направленного рассеяния определяется тремя основными фракциями — собственно чистой водой, мелкой, преимущественно минеральной, фракцией и фракцией крупных органических частиц. В результате показатель рассеяния назад выражается в виде

$$\beta_\pi = \beta_\pi^W + \beta_\pi^S C^S + \beta_\pi^L C^L, \quad (2)$$

где  $\beta_\pi^W = 2 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$  — показатель рассеяния назад чистой воды;  $C^S$  и  $C^L$  — объемные концентрации мелкой и крупной фракций, а значения  $\beta_\pi$  для каждой из фракций, согласно [24], следующие:  $\beta_\pi^S = 8 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$  и  $\beta_\pi^L = 7 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$ . 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. Минеральная фракция может превалировать в районах, близких к устьям рек [26]. В акваториях, далеких от речных стоков, неоднородные рассеивающие слои формируются в результате развития крупных органических частиц. Из (2) видно, что изменения в  $\beta_\pi$  будут в этом случае на 2 порядка меньше, чем изменения в показателе ослабления. Это не только затрудняет решение обратной задачи зондирования, но и может привести к полной неразличимости рассеивающих слоев в сигнале обратного рассеяния. Приводимые ниже данные *in situ* измерений демонстрируют возможные ситуации с различным глубинным ходом оптических параметров.

Август 2003 г. характеризовался сильным развитием фитопланктона, ослабление вблизи поверхности доходило до  $2,7 \text{ м}^{-1}$ . При этом на значительной части станций наблюдался выраженный максимум в профиле показателя ослабления на глубинах  $z_{\text{max}} \approx 8-12 \text{ м}$ . Этот максимум отмечался как в дневное, так и в ночное время и был вызван опусканием фитопланктона на уровень оптимальной солнечной радиации.

На рис. 7 приведены примеры глубинных профилей показателей ослабления и рассеяния под углом  $140^\circ$  ( $\beta_{140}$ ), измеренных прибором *c*-beta на различных станциях.

Первые три станции (№ 25, 12 и 16) относятся к районам без речных стоков, и имеющиеся на различных глубинах максимумы мутности вызваны повышенной концентрацией органических частиц. Показатель  $\beta_{140}$  в этой ситуации не проявляет признаков такого максимума, более того, он почти монотонно уменьшается с глубиной. Понятно, что и лидарный сигнал в этом случае не позволит выявить подвод-

ные аномалии. Совершенно другая картина наблюдается в случае, когда рассеивающий слой образован повышенной концентрацией выносимых рекой мелких минеральных частиц, как это наблюдалось на ст. 27 вблизи дельты Селенги. В этих условиях слой повышенной мутности будет заметен на сигнале обратного рассеяния.

Некоторая информация о возможной взаимосвязи ослабления и обратного рассеяния в верхнем 300-метровом слое вод Байкала получена в ходе наших исследований и подробно представлена в [27]. Несмотря на существенные различия в абсолютных значениях ослабления у поверхности на разных станциях, экспериментальные зависимости хорошо ложатся на кривую, выраженную в виде

$$b_b = 7,23\beta_{140} = 0,5b^W + 0,008 + 0,00006(b - b^W), \quad (3)$$

где  $b^W = 0,0017 \text{ м}^{-1}$  — показатель рассеяния для чистой воды. Вид этой зависимости говорит об очень слабом влиянии показателя рассеяния (пропорционального концентрации гидрозоля) на величину обратного рассеяния. На рис. 8 для некоторых станций показаны зависимости отношения  $A_{140} = b/\beta_{140}$  (вертикальная ось) от показателя ослабления.

Величина  $A_{140}$  схожа по сути с лидарным отношением  $L = c/\beta_\pi$ , но в отличие от него может быть измерена гидрооптическими приборами. Показаны также зависимости для моделей отдельных фракций — крупных органических и мелких минеральных частиц [24]. Для станций, на которых наблюдается максимум ослабления на глубинах  $z_{\text{max}}$  (на рис. 8 приведены ст. 16 и 20), максимальное значение отношения  $A_{140}$  приходится именно на эту глубину.

В слоях от поверхности до  $z_{\text{max}}$ , наиболее интересных для лазерного зондирования, наблюдается наиболее крутой ход зависимости  $A_{140}(c)$ , наклон которой схож с зависимостью модели [24] для органической фракции. Ниже  $z_{\text{max}}$  наклон зависимости меняется. При таком неоднозначном поведении

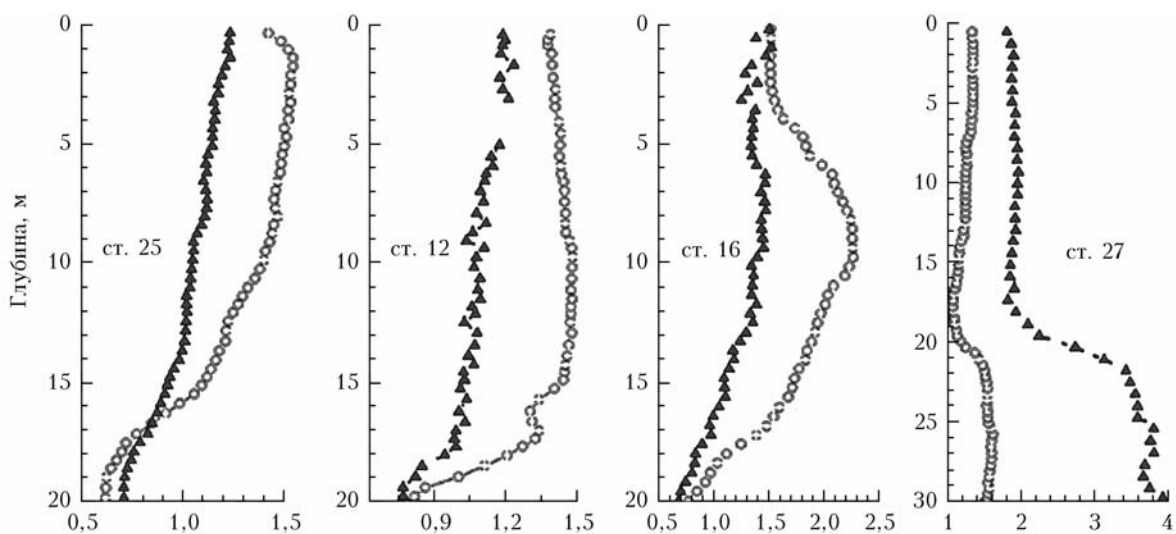


Рис. 7. Примеры глубинных профилей оптических параметров. Кружочки — показатель ослабления  $c$ ,  $\text{м}^{-1}$ ; треугольники —  $\beta_{140}$ ,  $10^{-3} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$

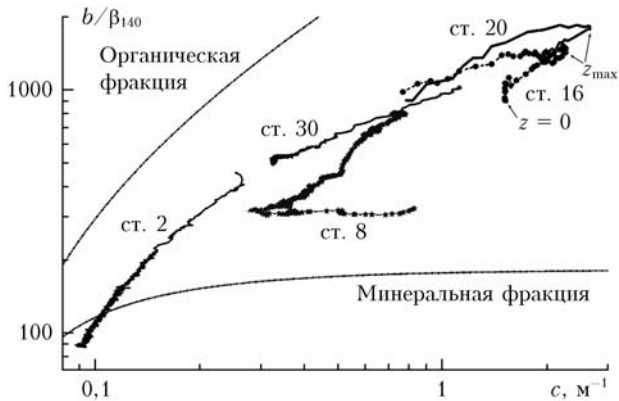


Рис. 8. Соотношения ослабления и обратного рассеяния на некоторых гидрологических станциях

лидарного отношения решение уравнения (1) представляет значительные трудности. Исключение в задачах обнаружения подводных аномалий составляют районы с преобладанием мелких терригенных частиц (ст. 8 вблизи дельты Селенги), для которых имеется горизонтальный участок зависимости  $A_{140}(c)$ , означающий пропорциональность обратного рассеяния ослаблению.

Относительно возможности использовать полученные в [27] зависимости в оценке лидарного отношения  $L = c/\beta_{\pi}$ , задание которого необходимо при решении уравнения (1), нужно отметить следующее. Переход от показателя рассеяния  $b$  к ослаблению  $c$  должен учитывать особенности истинного поглощения в исследуемых водах. Наши измерения показали, что можно использовать соотношение  $b = 0,944c - 0,048$ , полученное в [28] для вод океана. Соотношение  $\beta_{140}/\beta_{\pi}$  оценить сложнее. Можно использовать предложенное в [25] выражение для относительной доли мелкой фракции  $s = 0,15/(\sqrt{b} + 0,01)$  и затем сконструировать результирующую индикатрису рассеяния по модели [24]. Однако нужно учитывать, что поведение индикатрисы вблизи угла  $180^{\circ}$  может значительно отличаться от модельного [29].

### Заключение

Получен весьма успешный опыт обнаружения фронтальных зон и границ раздела между различными типами поверхностных вод с помощью лидара. Во многих случаях эти границы соответствуют либо особенностям рельефа дна, либо поверхностным течениям. Проводимые в той же экспедиции измерения вертикальных профилей обратного рассеяния показали специфическую зависимость лидарного отношения от ослабления, которая существенно затрудняет и даже делает невозможным восстановление вертикальных профилей показателя ослабления по лидарным сигналам упругого рассеяния. Это еще раз подчеркивает важность привлечения дополнительной информации о поляризации эхосигналов, поскольку локальные максимумы деполаризации являются индикатором присутствия крупных асферических частиц планктона.

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 атмосфер. и океана. 2000. Т. 13, № 4. С. 367–378.
2. 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 20<sup>th</sup> ILRC. Vichy, France, 2000. P. 145–148.
3. Churnside J.H., Tatarskii V.V., 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.
4. Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Шаманаев В.С. Исследование морской воды в Северной Атлантике судовым лидаром // Оптика атмосфер. и океана. 1998. Т. 11, № 7. С. 714–722.
5. Chernook V.I., Goldin Yu.A., Vasiliev A.N., Gureev B.A. Some results of airborne lidar survey in the White Sea // Current Problems in Optics of Natural Waters (ONW'2009) / Eds. A. Luchinin, G. Gilbert. Nizhny Novgorod, 2009. P. 102–105.
6. 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. атмосфер. и океана. 1997. Т. 33, № 4. С. 563–569.
7. Vasilkov A.P., Goldin Y.A., Gureev B.A., Hoge F.E., Swift R.N., Wright C.W. Airborne polarized lidar detection of scattering layers in the ocean // Appl. Opt. 2001. V. 40, N 24. P. 4353–4364.
8. Коханенко Г.П., Крекова М.М., Пеннер И.Э., Шаманаев В.С. Обнаружение неоднородностей гидрозоля поляризационным лидаром // Оптика атмосфер. и океана. 2004. Т. 17, № 9. С. 750–758.
9. 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 атмосфер. и океана. 1994. Т. 7, № 10. С. 1403–1409.
10. 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.
11. Churnside J.H., Thorne R.E. Comparison of airborne lidar measurements with 420 kHz echo-sounder measurements of zooplankton // Appl. Opt. 2005. V. 44, N 26. P. 5504–5511.
12. Букин О.А., Павлов А.Н., Салюк П.А., Голик С.С., Ильин А.А., Бубновский А.Ю. Лазерные технологии исследования океана // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23, № 10. С. 926–934.
13. Churnside J.H., Wilson J.J., Tatarskii V.V. Lidar profiles of fish schools // Appl. Opt. 1997. V. 36, N 24. P. 6011–6020.
14. Hoge F.E., Wright C.W., Krabill W.B., Buntzen R.R., Gilbert G.D., Swift R.N., Yungel J.K., Berry R.E. Airborne lidar detection of subsurface oceanic scattering layers // Appl. Opt. 1988. V. 27, N 19. P. 3969–3977.
15. Байкал: Атлас. М.: Роскартография, 1993. 160 с.
16. Gordon H.R. Interpretation of airborne oceanic lidar: effects of multiple scattering // Appl. Opt. 1982. V. 21, N 16. P. 2996–3001.
17. Ерлов Н. Оптическая океанография. М.: Мир, 1970. 224 с.
18. Левин И.М., Долин Л.С., Французов О.Н., Родионов М.А., Осадчий В.Ю., Савченко В.В. Глубинные профили гидрофизических параметров в Баренцевом море применительно к проблеме лидарного зондирования



- ния // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2009. Т. 2, № 1. С. 16–24.
19. Budnev N.M., Kokhanenko G.P., Mirgazov R.R., Penner I.E., Tarashchansky B.A., Shamanaev V.S., Sherstyankin P.P., Blinov V.V., Ivanov V.G. The experiments on simultaneously remote and in situ measurements of the inherent hydrooptical properties of Baikal water // Proc. of D.S. Rozhdestvensky Optical Society: Int. Conf. Current Problems in Optics of Natural Waters (ONW'2001) / Eds. I. Levin, G. Gilbert. St. Petersburg, 2001. P. 318–322.
  20. Шаманаев В.С., Пеннер И.Э., Коханенко Г.П., Крекова М.М. Самолетный лидар для зондирования океана // Наука – производству. 2003. № 9(65). С. 20–23.
  21. 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.
  22. Верболов В.И. Течения и водообмен в Байкале // Водные ресурсы. 1996. Т. 23, № 4. С. 413–423.
  23. 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.
  24. Копелевич О.В. Малопараметрическая модель оптических свойств морской воды // Оптика океана. Т. 1. Физическая оптика океана. М.: Наука, 1983. С. 208–235.
  25. Шифрин К.С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 278 с.
  26. Кукушкин А.С., Воскресенская Е.Н. Особенности формирования поля прозрачности в поверхностном слое северо-западной части Черного моря в зимне-весенний период // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23, № 8. С. 730–736.
  27. Коханенко Г.П., Иванов В.Г., Шерстянkin П.П. Взаимосвязь обратного рассеяния и ослабления света в верхних слоях воды озера Байкал // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20, № 7. С. 593–598.
  28. Levin I.M., Kopelevich O.V. Relationships between the seawater optical properties at 550 nm // Current Problems in Optics of Natural Waters (ONV'2003) / I. Levin, G. Gilbert, eds.: Proc. of D.S. Rozhdestvensky Optical Society. St. Petersburg, 2003. P. 289–292.
  29. Веретенников В.В. Влияние микрофизических свойств взвеси в морской воде на характеристики обратного рассеяния // Оптика атмосфер. и океана. 2004. Т. 17, № 9. С. 764–768.

*G.P. Kokhanenko, Yu.S. Balin, I.E. Penner, V.S. Shamanaev. Lidar and in situ sensing of the upper layers of Baikal Lake water.*

Spatial distribution of the attenuation coefficient of the Baikal Lake water was observed in 2003 with lidar, placed onboard the scientific vessel. Some observations were accompanied by simultaneous measurements of the attenuation and backscattering coefficients with submerged apparatus. The lidar and *in situ* measurements are compared. Problems concerned with the detection of the turbid underwater layers with the use of elastic lidars are discussed.