

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

ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАЧНОСТИ НАД ОКЕАНОМ

Проведены исследования нижней границы облачности в Северной Атлантике с помощью лидара, установленного на судне. Высота облаков составляла 0,1 – 5,5 км. Получено, что для участков облачности длиной 5 – 70 км флуктуации высоты нижней границы облачности слоистообразных форм описываются чаще всего не гауссовым, а несимметричными распределениями. Асимметрия может иметь как положительное, так и отрицательное значение. Коэффициент ослабления излучения также чаще всего описывается несимметричными распределениями.

Облака являются одним из постоянно действующих погодообразующих элементов, что и предопределяет интерес к их изучению. Если наземные лидары проводят измерения давно и относительно регулярно, то данные по облачности над океанами весьма скупы. Поскольку океаны занимают около 70% площади земного шара, то становится понятным интерес, с которым Институт оптики атмосферы принял предложение Института океанологии РАН принять участие в 37 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Эксперименты выполнялись в августе-октябре 1995 г. в Атлантическом океане на широтном разрезе по 50°с.ш., а также в акваториях Баренцева, Норвежского и Северного морей. Погодные условия периферийных областей циклонов и антициклонов позволили работать как в условиях малооблачной атмосферы, так и в штормовых с 10-балльной облачностью.

Измерительным инструментом являлся лидар «Макрель-2» [1], в котором были совмещены оптические оси передатчика и приемника. Это было сделано в связи с размещением лидара в каюте и выводом излучения через вынесенное за борт наклонное зеркало ограниченного размера. Ориентация зеркала была такой, что не искажались параметры линейной поляризации зондирующего импульса и принимаемого эхосигнала [2]. В дискретную форму сигналы фотоумножителей ФЭУ-84-3 переводились многоканальным аналого-цифровым преобразователем АЦП7.100, имеющим 7-разрядную точность и шаг квантования сигналов от 10 до 320 нс.

Измерения проводились в течение 10 недель ежедневно, циклами длительностью от 10 мин до 1,5 ч с частотой следования всплеск 1 Гц. Независимо измерялись вектор скорости судна и вектор ветра на высоте 18 м над водой. В первом приближении предполагалось, что облака движутся со скоростью ветра.

Измеряемыми параметрами структуры нижней границы облаков (НГО) являлись ее высота над морем, коэффициент рассеяния излучения и деполяризирующая способность НГО. Известно [3], что реально НГО – переходный слой толщиной в несколько десятков метров. Она изменяется регулярно или флуктуационно (в пределах $10^1 - 10^2$ м) в зависимости от соотношения дефицита точки росы, коэффициента турбулентности, вертикального градиента температуры и вертикальной скорости ветра.

В работе [4] были проанализированы некоторые критерии лидарного определения расстояния до НГО. В данном случае использовались два из них, основанные на анализе производной эхосигнала. Это анализ дистанций r_0 , когда сигнал только начинает возрастать после перехода из «чистой» атмосферы в собственно облако, и значения r_m , когда сигнал достигает своего максимального значения.

При машинной обработке массивов сигналов возникает задача формализации ряда признаков, в нашем случае r_0 и r_m , т.к. облака часто неоднородны, что дает последовательность локальных экстремумов на сигнале, погрешность вносят шумы разного рода и т.п. Значение r_m находилось поиском точки вне ближней зоны лидара, в которой сигнал достигал значения $1/e = 0,37$ от абсолютного максимума. Поиск r_0 для ликвидации влияния флуктуаций сигнала в области его минимума осуществлялся следующим образом. Находился абсолютный мини-

мум сигнала в области между r_m и ближней зоной лидара. Затем с шагом квантования АЦП просматривались три точки на сигнале справа от этого минимума. Если амплитуды во всех трех точках были больше, чем абсолютный минимум плюс погрешность измерения фона, то эта точка считалась за r_0 , если нет, то производилось смещение от нее на один шаг АЦП вправо и процедура повторялась. Отметим, что качка корабля составляла, как правило, $3 - 5^\circ$. Это приводило к дополнительной погрешности измерения высоты НГО $0,1-0,3\%$. В штормовых условиях крены до 8° доводили эту погрешность до 1% .

Профиль коэффициента ослабления $\varepsilon(r)$ для расстояния r от лидара вычислялся из мощности эхосигнала $P(r)$ по известному алгоритму

$$\varepsilon(r) = \frac{1}{2} \frac{P(r)r^2}{\int_{r_0}^{r_\infty} P(x)x^2 dx - \int_{r_0}^r P(x)x^2 dx} . \quad (1)$$

Здесь r_∞ – та предельная дистанция в облаке, до которой регистрируется сигнал. Предполагается по условиям применимости этой асимптотической формулы, что $\int_{r_0}^{r_1} \varepsilon(x) dx \geq 3$.

Коэффициент ослабления границы облака ε_r вычислялся в соответствии с [4] как среднее вдоль луча лазера значение $\varepsilon(r)$ до глубины в облаке, равной половине дистанции накопления сигнала, т.е.

$$\varepsilon_r = \frac{2}{r_\infty - r_0} \int_{r_0}^{(r_0 + r_\infty)/2} \varepsilon(x) dx . \quad (2)$$

Для анализа экспериментальные данные разбивались на 2 группы: с высотой НГО до $600-800$ м, где относительно сильно взаимодействие с поверхностью моря, и от $1,5$ до 6 км, где такое взаимодействие существенно ослаблено. (В принципе критериев предварительной классификации может быть несколько). Ситуации, когда НГО плавно сливается с морем, или имеется плотный туман, или осадки маскируют НГО, оставлены нами для дальнейшего рассмотрения, т.к. здесь привычное понятие «граница облака» теряет общепринятый смысл.

Рассмотрим примеры сигнальных реализаций и некоторые обобщенные характеристики. Так, рис. 1 относится к зондированию слоисто-кучевых облаков 16.09.95 (в разрывах были видны высокослоистые облака на высоте около 2800 м). Верхняя рамка, рис. 1, а, представляет собой временную запись эхосигналов в градациях серого цвета: чем больше интенсивность, тем ближе к черному цвету, слева приведена шкала высот. Общая картина представляет собой совокупность 2653 эхосигналов. Учитывая сделанное ранее замечание о скорости и направлении ветра, можно вычислить пространственную протяженность этой записи в 42 км. Высота НГО является в данном случае в целом систематически повышающейся и равна $H = (518 + 0,04 t)$ м, где t – время в секундах от начала зондирования (или количество вспышек лидара при их частоте 1 Гц). Высота НГО вычислялась по критерию максимума сигнала ($H = r_m$), и ее среднеквадратическое отклонение $\Delta H = 47$ м. Если линейный тренд устранить в пределах длительности сигнальной выборки стандартной процедурой, то $\Delta H_0 = 36$ м.

Гистограмма в средней рамке рис. 1, б представляет собой ненормированную эмпирическую плотность вероятности $n(H)$ того или иного значения высоты НГО в данном сеансе зондирования (квадратики – исходные данные, столбики – после устранения тренда). Распределение $n(H)$ довольно широкое, т.к. размах изменения высот НГО достигает 200 м. Если не устранять тренд, то величина коэффициента асимметрии As [5] довольно большая: $As = 0,8$. То есть распределение $n(H)$ несимметрично относительно модального значения H_{mod} и значения $H > H_{mod}$ встречаются чаще, чем $H < H_{mod}$.

Значение E эксцесса распределения $n(H)$, показывающее меру его островершинности, равно в данном случае $0,57$. Согласно классификации [6] это соответствует плосковершинному распределению, т.е. по параметру E оно не слишком сильно отличается от нормального.

После устранения тренда $As = 0,08$ и $E = -0,14$. Для нормального распределения совокупности измеренных величин стандартные отклонения As и E зависят только от объема выборки n_0 , и

$$\Delta As = \sqrt{\frac{6(n_0 - 1)}{(n_0 + 1)(n_0 + 3)}}, \quad \Delta E = \sqrt{\frac{2n_0(n_0 - 2)(n_0 - 3)}{(n_0 + 1)^2(n_0 + 3)(n_0 + 5)}}.$$

В соответствии с [6], если одновременно выполняется $|As| \leq 3\Delta As$ и $|E| \leq 5\Delta E$, то распределение $n(H)$ можно считать нормальным. В случае рис. 1 $3\Delta As = 0,143$ и $5\Delta E = 0,13$, т.е. высокочастотные флуктуации НГО (после учета тренда) можно считать распределенными по нормальному закону, как это и присуще многим аэрозольным процессам в атмосфере.

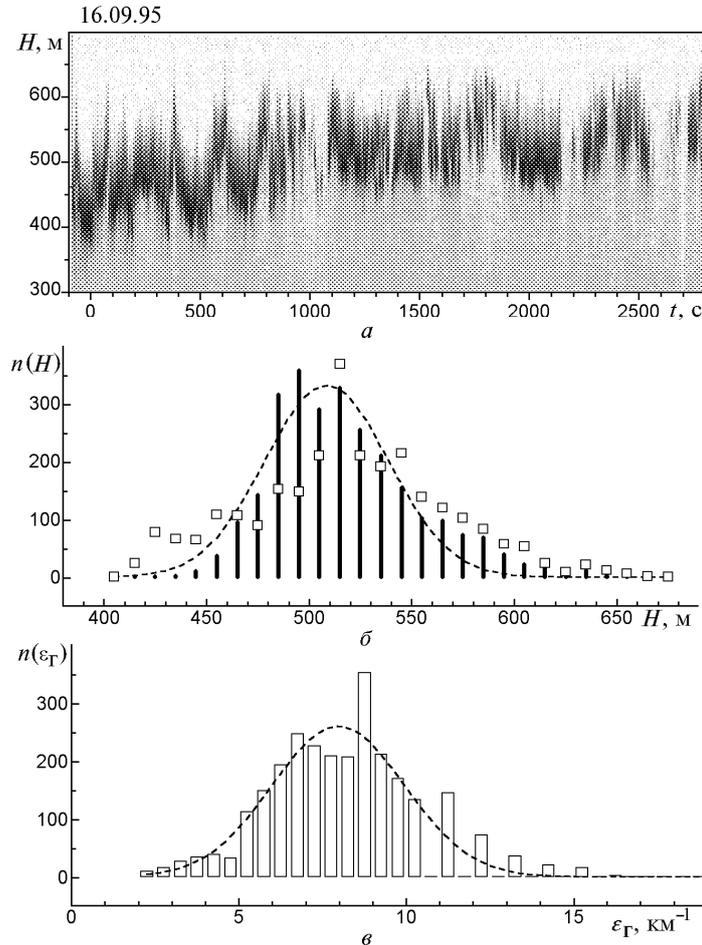


Рис. 1. Зондирование слоисто-кучевой облачности 16.09.95. Судовое время 16:10. *a* – эхограмма 2653 лидарных сигналов в координатах «время от начала эксперимента – высота над морем». *б* – гистограммы распределения эмпирической плотности вероятности $n(H)$ наличия НГО с высотой H . Квадратики – исходный массив данных, столбики – после устранения тренда; пунктир – аппроксимация $n(H)$ гауссоидой. *в* – гистограмма $n(\epsilon_r)$ распределения коэффициента ослабления ϵ_r в НГО – столбики; аппроксимация $n(\epsilon_r)$ гауссоидой – штриховые линии

Распределение $n(\epsilon_r)$ коэффициента ослабления по (2) представлено на рис. 1, *в*. Оценки показывают, что справа от модального значения ϵ находится по полуширине распределения 25% значений ϵ_r , а слева (с меньшими значениями) 30%.

Рис. 2 иллюстрирует результаты зондирования более низких облаков, также имеющих тренд НГО, но $H = (188 - 0,03 t)$ м. Визуально это были слоисто-кучевые облака, сквозь которые была видна Луна. (Через 30 минут после окончания этого сеанса зондирования нижний ярус исчез, и был исследован ярус с $H_{\text{НГО}} = 570$ м). На рис. 2, *a* изображен профиль высоты НГО по критерию r_m . При наличии тренда стандартные отклонения $\Delta H = 25$ м; после устранения тренда $\Delta H_0 = 14$ м. Оценка пространственной длины выборки дает значение 26 км.

На рис. 2, *б* столбиками даны гистограммы $n(H)$ до устранения тренда (квадратики, распределение явно бимодальное, $As = 0,64$ и $E = 2,0$) и после выполнения этой процедуры ($As = -0,01$ и

$E = -0.68$). В этом случае $\Delta As = 0,056$, $\Delta E = 0,032$ и $n(H)$ не может быть отнесено к гауссовскому: оно более плоское.

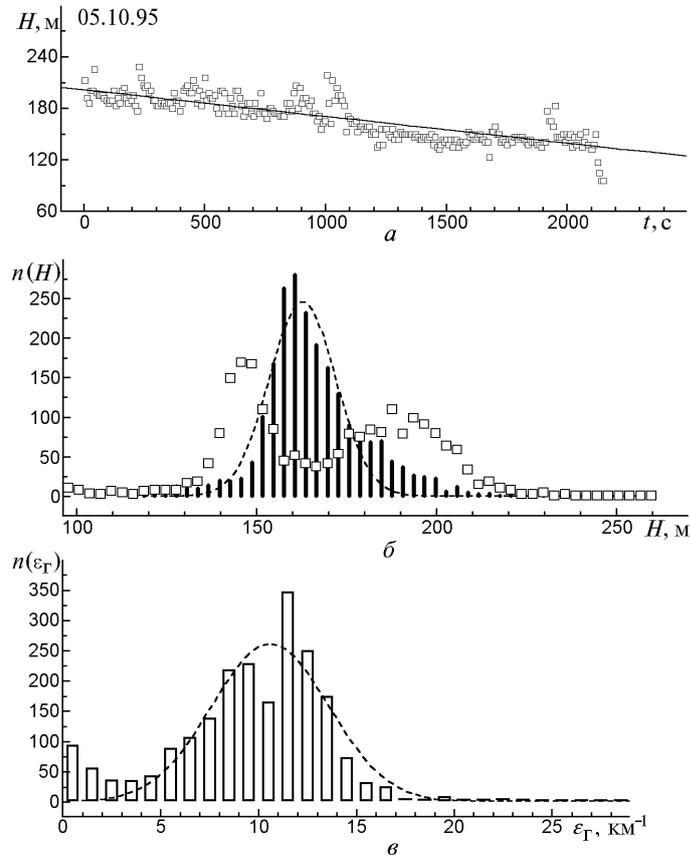


Рис. 2. Зондирование слоисто-кучевых облаков 05.10.95. Судовое время 20:02. a – горизонтальный профиль НГО по критерию r_m , b и v – обозначения такие же, как на рис. 1

Что касается распределения ε_{Γ} , то оно в данном случае заметно несимметричное. Его полуширина в сторону больших значений ε_{Γ} составляет 16% от модального значения, а в сторону меньших значений – 42% ε_{mod} .

В целом по совокупности слоистообразных облаков с высотами до 1 км было получено следующее. В тех случаях, когда у НГО отмечался тренд, ее текущая средняя высота могла быть записана как $H = H_0 \pm \mu l$, где l – расстояние от начальной точки измерений, а $\mu = (3,4 \pm 0,7) \cdot 10^{-3}$ (считая среднюю скорость ветра на высоте НГО 10 м/с). (Здесь и далее приводятся среднеквадратические отклонения для измеренных величин). Предельное значение l может быть оценено в $5 \div 40$ км.

Размах колебаний высоты НГО для различных экспериментов изменялся в случае наличия тренда от 25 до 56 м, при среднеквадратическом отклонении (39 ± 14) м, т.е. средний коэффициент вариации равен 36%. После устранения тренда размах колебаний высоты НГО составил 10–42 м при среднеквадратическом отклонении (23 ± 12) м, т.е. средний коэффициент вариации равнялся 52%.

Коэффициент асимметрии распределения $n(H)$ с трендом НГО примерно в 40% случаев отрицателен, и $As = -(0,36 \pm 0,49)$, т.е. это умеренное абсолютное значение. Предельные значения колебались от $-0,01$ до $-0,70$. Около 60% экспериментов давали положительную асимметрию «обычного» вида, и $As = (0,51 \pm 0,25)$, т.е. в среднем несколько больше умеренной, а на верхнем пределе асимметрия большая. В предельных случаях As равнялась $0,33 \dots 0,80$.

После устранения тренда распределение $n(H)$ в целом симметризуется. Малая отрицательная асимметрия отмечена не чаще, чем в 20% случаев, и $As = -0,20$. В остальных случаях асимметрия малая и умеренная, и $As = (0,27 \pm 0,20)$.

Эксцесс характеризует островершинность распределения, и при наличии тренда НГО в примерно 40% случаев $n(H)$ имеют $E < 0$ (кривые более плоские, чем гауссоида), и $E = -(0,38 \pm 0,42)$. Это не слишком сильно отличается от нормального распределения. Для положительных эксцессов $E = (1,83 \pm 1,40)$, т.е. на верхнем пределе эти распределения классифицируются как островершинные. После устранения тренда уже до 40% значений эксцесса положительно, и $E = (1,73 \pm 0,39)$. На верхнем пределе это соответствует довольно острой вершине распределения.

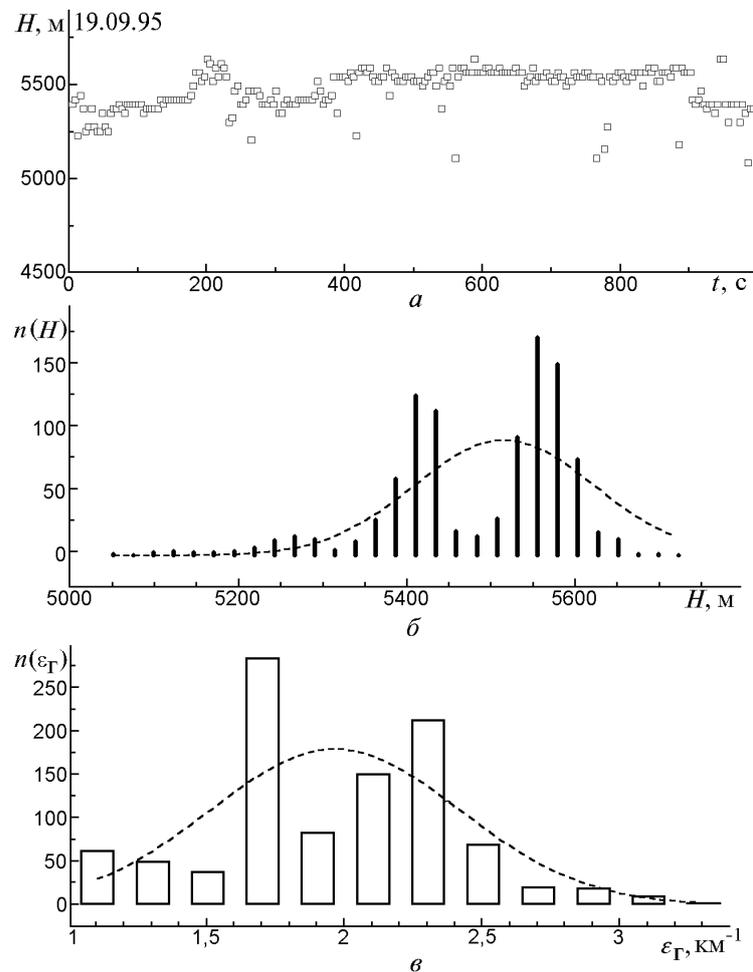


Рис. 3. Зондирование высокослоистых облаков 19.09.95. Судовое время 06:57. Обозначения такие же, как на рис. 2

Пример зондирования относительно высоких облаков 19.09.95 приведен на рис. 3 (на высоте 300 м отмечались редкие кучевые облака хорошей погоды). Протяженность исследованного облачного поля может достигать 50–70 км, т.к. скорость ветра или струйных течений на этих высотах часто составляет 50–70 м/с, хотя может достигать и существенно больших значений. Несмотря на значительную высоту, облака капельные [2], т.к. деполяризация эхосигнала от них не превышала нескольких процентов. Это вполне объяснимо, т.к. температура воздуха на уровне моря была 19°C , а при стандартном падении температуры с высотой со скоростью 6 град/км ее значение на уровне НГО составляет всего лишь минус 14°C . Это типичные переохлажденные капли. Тренд высоты НГО здесь не отмечен и $H = (5520 \pm 108)$ м. Однако анализ функции $n(H)$ в средней рамке уверенно говорит о наличии бимодального распределения. Действительно, в данном случае нижний подслон («борода») отмечается всегда, и он отстоит от основного слоя вниз на дистанцию, достигающую 300–500 м. Значения $As = -1,18$ и $E = 2,28$.

Распределение ε_r асимметричное, некоторая повышенная частота появления значений в районе $\varepsilon_r = 1,7 \text{ км}^{-1}$ может рассматриваться как выброс, а модальное значение $\varepsilon = 2 \text{ км}^{-1}$.

Если данный эксперимент представляет не самоочевидные формы распределений, то рис. 4 для аналогичных высокослоистых облаков дает гораздо более гладкие распределения. Результаты получены 21.08.95, в атмосфере присутствовали слабый приводный туман и низкое облачное поле, закончившееся к началу зондирования более высоких облаков. Высота НГО $H = (5424 \pm 223)$ м, тренд не отмечен. Для распределения $n(H)$ $As = 0,69$, т.е. асимметрия довольно большая, а эксцесс $E = 0,24$ соответствует слабой плосковершинности. Распределение $n(\epsilon)$ качественно похоже на $n(H)$ и имеет также положительную асимметрию.

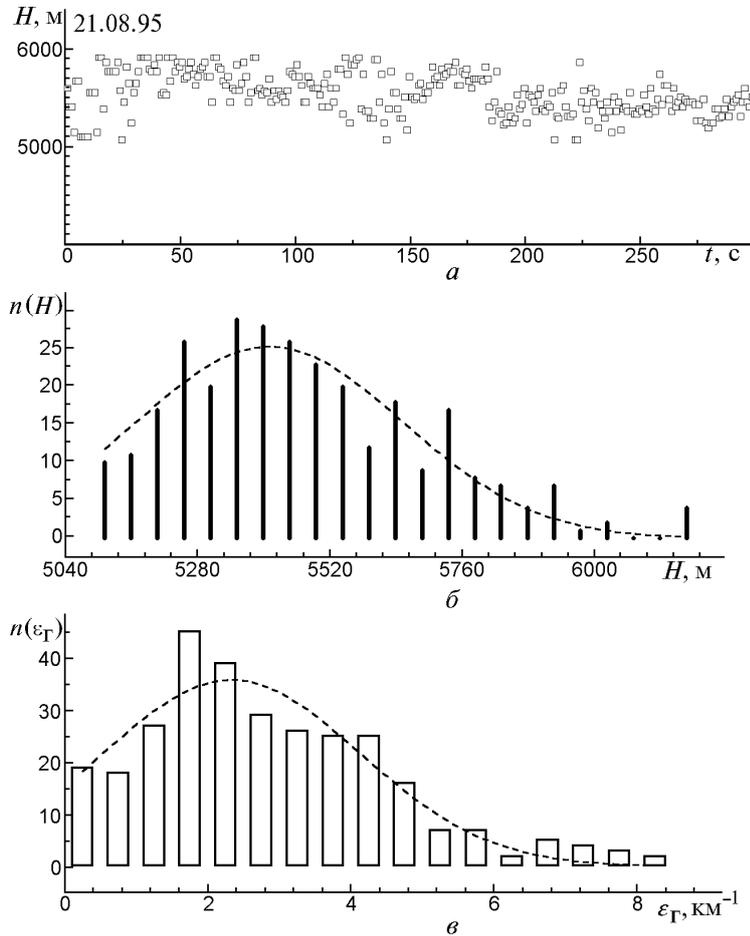


Рис. 4. Зондирование высокослоистых облаков 21.08.95. Судовое время 20:58. Обозначения такие же, как на рис. 2

В целом для этих типов высоких (по ранее оговоренной терминологии) облаков тренды НГО при наших масштабах не отмечены, а флуктуации высоты НГО $\Delta H = (115 \pm 95)$ м, изменяясь от 11,7 до 264 м. Положительные и отрицательные значения асимметрии встречаются примерно одинаково часто. В первом случае $As = (0,34 \pm 0,31)$, т.е. она малая и умеренная. Во втором случае $As = -(0,75 \pm 0,42)$, т.е. это умеренные и большие значения. Отрицательные эксцессы $E = -(1,0 \pm 0,81)$, т.е. доходят до констатации факта бимодальности. В положительных случаях $E = 1,10 \pm 0,87$.

Что касается коэффициента рассеяния в НГО, то выделить какие-то особенности как для более низких, так и для более высоких облаков не удалось. В целом $n(\epsilon_r)$, как правило, асимметрично. На уровне 1/2 от модального значения ϵ_{mod} распределения $n(\epsilon_r)$ имеют ширину $(33 \pm 38)\%$ от значения моды в сторону больших значений ϵ_r . (Однажды было отмечено смещение на 110% от моды, т.е. распределение было весьма расплывчатым, но все же неравномерным). Влево от ϵ_{mod} , т.е. в сторону меньших значений ϵ_r , ширина $n(\epsilon_r)$ по тому же уровню 1/2 равна $(41 \pm 17)\%$ от ϵ_{mod} . В усредненном виде ширину распределения $n(\epsilon_r)$ можно записать

как $\epsilon_{\text{mod}} \pm 0,33\epsilon_{\text{mod}}$ до $\epsilon_{\text{mod}} \pm 0,41\epsilon_{\text{mod}}$. Для объективности отметим, что до 10% экспериментов давали приблизительно равномерное распределение ϵ , по всему диапазону измеренных его значений.

Весьма интересный, с точки зрения лидарного зондирования, методический результат показан на рис. 5. Здесь после 110 вспышек лазера в приемном телескопе лидара был удален светофильтр, в результате чего чувствительность фотоумножителей возросла в 10 раз. Но на профиле НГО по критерию r_m это практически не отразилось (это видно по флуктуациям сплошной кривой). В то же время для профиля по критерию r_0 флуктуации высоты НГО увеличились в несколько раз из-за его большей чувствительности. Это подтверждает предпочтительность использования критерия типа r_m , характеризующего глубинные части облака, для решения практических задач. Но для изучения микрофизической структуры облака параметр r_0 , теснее связанный с перестройкой спектра размеров частиц на границе облака, может оказаться более полезным.

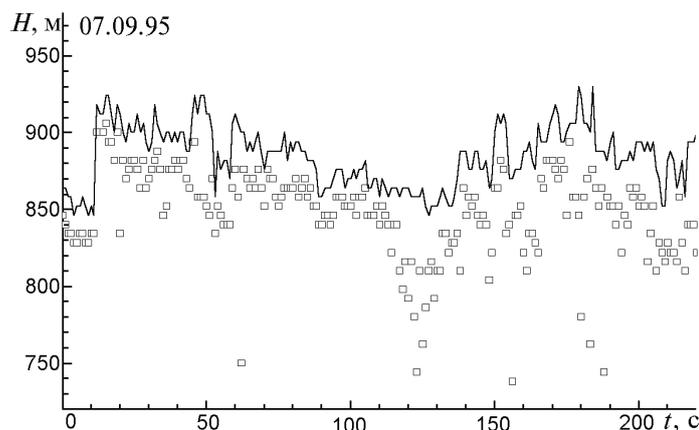


Рис. 5. Профиль НГО 07.09.95. Сплошная кривая – по критерию r_m ; квадратики – по критерию r_0 . Начиная со 110 вспышки лазера, чувствительность лидара увеличена в оптическом канале в 10 раз

Таким образом, можно сделать следующие обобщения. Над акваторией Северной Атлантики в горизонтальных масштабах 10–70 км флуктуации высоты нижней границы облачности слоистообразных форм подчиняются чаще всего не нормальному, а асимметричным законам. Асимметрия имеет как положительный, так и отрицательный знаки. Коэффициент ослабления излучения НГО также, как правило, не подчиняется нормальному закону распределения. Устранение низкочастотных трендов высоты НГО уменьшает асимметрию ее распределения.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
10 июня 1996 г.

1. Абрамочкин А. И., Занин В. В., Пеннер И. Э. и др. Самолетные поляризационные лидары для исследования атмосферы и гидросферы // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. N 2. С. 92–96.
2. Лазерное зондирование тропосферы и подстилающей поверхности / Под ред. В.Е. Зуева. Новосибирск: Наука, 1987. 262 с.
3. Храмов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 620 с.
4. Шаманаев В. С. К оценке коэффициента рассеяния излучения на границе облака // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 5. N 7. С. 702–706.
5. Исаев А. А. Статистика в метеорологии и климатологии. М.: Изд-во МГУ, 1988. 246 с.
6. Леонов В. П. Обработка экспериментальных данных на программируемых микрокалькуляторах. Томск, Изд-во ТГУ, 1990. 376 с.
7. Косарев А. Л., Мазин И. П., Невзоров А. Н., Шугаев В. Ф. Оптическая плотность облаков (Экспериментальные исследования) // Тр. ЦАО, Вып. 124. М.: Гидрометеиздат, 1976. 169 с.

G. P. Kokhanenko, I. E. Penner, V. S. Shamanaev. **Lidar Measurement of Cloudiness over Ocean.**

The clouds lower boundary in the northern part of the Atlantic Ocean was examined by means of the shipboard lidar. The clouds altitude was from 0.1 to 5.5 km. It was found that in the case of the clouds length from 5 to 70 km, the height fluctuations of the stratus lower boundary are described most often by the asymmetric distribution rather than by Gaussian one. The same takes place in the case of the radiation attenuation coefficient. The values of the asymmetry may be both positive and negative.