

О коэффициенте обратного аэрозольного рассеяния атмосферы в спектральном диапазоне 9 – 13.5 мкм

Б.И.Васильев, У.М.Маннун

Расчитан коэффициент обратного аэрозольного рассеяния β_π в приземном слое атмосферы на линиях генерации NH_3 - и CO_2 -лазеров (9–13.5 мкм). Показано, что коэффициенты β_π на линиях генерации аммиачного лазера (11–13.5 мкм) соизмеримы с коэффициентами β_π на линиях полосы генерации CO_2 -лазера около 10.6 мкм. Изучено поведение β_π в зависимости от влажности и типов аэрозолей. Показано также, что значение β_π в приземном слое на линиях аммиачного лазера меняется от 10^{-10} до $7 \times 10^{-9} \text{ см}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$. Приводится расчет лидарного аэрозольного отношения в зависимости от среднего радиуса аэрозоля. Установлено, что для аэрозольных частиц радиусом более 40 мкм для линии $\text{aP}(4,0)$ аммиачного лазера (11.7 мкм) это отношение не зависит от размера частиц.

Ключевые слова: лидар дифференциального поглощения, атмосфера, аэрозоль, коэффициент аэрозольного обратного рассеяния, CO_2 -лазер, NH_3 -лазер.

1. Введение

Лидар дифференциального поглощения на основе NH_3 – CO_2 -лазера обладает высокой чувствительностью при зондировании большого числа веществ (фреоны, токсины, ядовитые вещества и т. п.) [1]. Благодаря совместному использованию CO_2 -лазера (9–11 мкм) и NH_3 -лазера (11–13.5 мкм) этот лидар позволяет перекрыть спектральный диапазон 9–13.5 мкм [2]. Коэффициент обратного аэрозольного рассеяния атмосферы $\beta_\pi(\lambda)$ сильно влияет на характеристики лидара дифференциального поглощения, а именно на отношение сигнал/шум и точность измерения концентрации исследуемого газа, особенно в районах неоднородностей аэрозольного распределения [3, 4].

Профиль $\beta_\pi(\lambda)$ на линиях CO_2 -лазера был исследован в работах [5–10], причем исследования осложнялись большим разбросом экспериментальных данных разных авторов и изменчивостью структуры аэрозолей. В работе [9] было показано, что β_π на длине волны $\lambda = 10.6$ мкм меняется от $10^{-6} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$ (в планетарном пограничном слое) до $10^{-11} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$ (в стратосфере), однако в свободной тропосфере наблюдаемые значения β_π очень малы (10^{-10} – $10^{-12} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$).

Экспериментальные исследования, выполненные в работе [5], показали, что β_π на линиях CO_2 -лазера меняется от 4×10^{-8} до $2 \times 10^{-7} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$. Исследования проводились в климатических условиях пустыни на горизонтальной трассе на уровне моря. Из измерений на 19 линиях в спектральном интервале 9.2–10.7 мкм следует, что β_π имеет два максимума: первый на линии 10R(20) (10.247 мкм) и второй на линии 9P(40) (9.733 мкм).

Б.И.Васильев, У.М.Маннун. Физический институт им. П.Н.Лебедева РАН, Россия, 119991 Москва, Ленинский просп., 53; e-mail: bvasil@sci.lebedev.ru

Поступила в редакцию 16 февраля 2006 г., после доработки – 13 июля 2006 г.

В настоящей работе теоретически исследован коэффициент обратного аэрозольного рассеяния β_π в приземном слое атмосферы на линиях NH_3 – CO_2 -лазера (9–13.5 мкм). Расчеты проводились на основе теории Ми [11, 12] для трех типов аэрозолей (городской, морской и континентальный) при относительной влажности 20 % – 95 %.

2. Теоретическая модель

Согласно теории рассеяния электромагнитных волн аэрозольными частицами в приближении теории Ми [11, 12] можно получить следующие выражения для аэрозольного коэффициента обратного рассеяния β_π и коэффициента ослабления α при заданной длине волны λ :

$$\beta_\pi(m, \lambda) = \int_0^\infty \pi r^2 Q_{\text{scat}}(x, m, \lambda) f(r) dr, \quad (1)$$

$$\alpha(m, \lambda) = \int_0^\infty \pi r^2 Q_{\text{ext}}(x, m, \lambda) f(r) dr, \quad (2)$$

где r – радиус частиц; $x = 2\pi r/\lambda$ – относительный размер частиц; $f(r)$ – функция распределения аэрозольных частиц по размерам; m – показатель преломления аэрозоля ($m = n - i\chi$); Q_{scat} , Q_{ext} – коэффициенты эффективности обратного рассеяния и ослабления соответственно, которые выражаются через функции интенсивности Ми и относительный размер частиц x .

Как известно [13–15], размеры и форма атмосферных аэрозолей чрезвычайно изменчивы во времени и в пространстве. В зависимости от размера эти аэрозоли обычно подразделяются на три группы [14]: мелкодисперсные (0.002–0.1 мкм), среднелдисперсные (0.1–1 мкм) и крупнодисперсные (более 1 мкм). Основными характеристиками аэрозоля являются комплексный показатель преломления и функция распределения частиц по размерам. Комплексный показатель преломления определяется химическим составом аэрозоля. Функция распределения аэрозо-

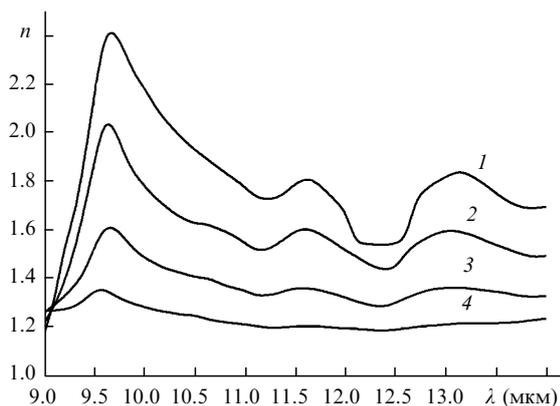


Рис.1. Зависимости от λ реальной части комплексного показателя преломления аэрозоля [14] при относительной влажности 20 %–25 % (1), 35 %–45 % (2), 75 %–85 % (3) и 90 %–95 % (4).

льных частиц по размерам $f(r)$ часто аппроксимируется трехмодовым логнормальным распределением [15]

$$f(r) = \sum_{i=1}^3 \frac{N_0^{(i)}}{\sqrt{2\pi r \ln \sigma^{(i)}}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left[\frac{\ln(r/r_m^{(i)})}{\ln \sigma^{(i)}} \right]^2 \right\}, \quad (3)$$

где $r_m^{(i)}$ – средний радиус аэрозольной частицы i -й моды; $\sigma^{(i)}$ – ширина распределения i -й моды; $N_0^{(i)}$ – интегральная концентрация аэрозольных частиц i -й моды.

За счет процессов коагуляции и конденсации изменение влажности влияет не только на показатель преломления аэрозоля, но и на его размер. Поэтому в наших расчетах было учтено увеличение радиуса частиц r в зависимости от влажности, которое задается следующим выражением [14]:

$$\frac{r}{r_0} = (1 - H)^{-0.25}, \quad (4)$$

где H – относительная влажность ($0.2 < H < 0.99$); r_0 – радиус сухой частицы.

В расчетах мы использовали профиль комплексного показателя преломления аэрозоля, взятый из [14]. На рис.1 и 2 показаны реальная и мнимая части комплексного показателя преломления аэрозолей, типичных для приземного слоя атмосферы. Из рис.2 видно, что имеются три полосы поглощения: самая сильная с максимумом вблизи 9.4 мкм и две относительно слабые с максимумом

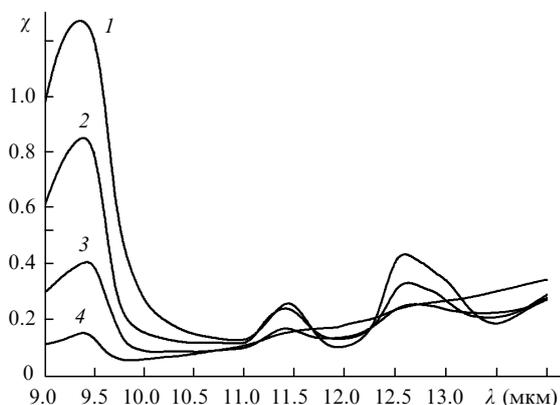


Рис.2. Зависимости от λ мнимой части комплексного показателя преломления аэрозоля [14] при относительной влажности 20 %–25 % (1), 35 %–45 % (2), 75 %–85 % (3) и 90 %–95 % (4).

мами вблизи 11.4 и 12.6 мкм. С увеличением влажности реальная часть показателя преломления аэрозолей (рис.1) уменьшается, стремясь к реальной части показателя преломления воды. Для ускорения расчетов, особенно при больших размерах аэрозольных частиц, были использованы алгоритмы, предложенные в работе [16].

3. Обсуждение результатов

В табл.1 приведены основные параметры распределения (3) для трех типов аэрозолей: городского, морского и континентального [15]. Первая мода (мелкодисперсная) не учтена, потому что ее влияние на β_π несущественно, особенно в ИК области спектра.

Табл.1.

Тип аэрозоля	$N_0^{(2)}$ (см ⁻³)	$r_m^{(2)}$ (мкм)	$\ln \sigma^{(2)}$	$N_0^{(3)}$ (см ⁻³)	$r_m^{(3)}$ (мкм)	$\ln \sigma^{(3)}$
Городской	20000	0.04	0.63	6	0.63	0.77
Морской	400	0.05	0.68	3.8	0.65	0.74
Континентальный	4000	0.03	0.74	2.1	0.4	0.81

На рис.3 показаны профили коэффициента $\beta_\pi(\lambda)$, нормированного на $\beta_\pi(11.7 \text{ мкм})$, для городского аэрозоля при разной относительной влажности. Видно, что величины β_π на линиях аммиачного лазера соизмеримы с β_π на линиях СО₂-лазера около 10.6 мкм, но в два-три раза меньше β_π на линиях СО₂-лазера около 9.6 мкм. Видно также, что с ростом влажности величины β_π на длинах волн, превышающих 12 мкм, становятся больше, чем на линиях СО₂-лазера около 10.6 мкм, но остаются меньшими, чем на линиях СО₂-лазера около 9.6 мкм. Отсюда следует, что характеристики лидара на линиях аммиачного лазера и линиях СО₂-лазера около 10.6 мкм сопоставимы.

Расчеты по используемой модели показали, что коэффициенты β_π на линиях аммиачного лазера меняются от 10^{-10} до $7 \times 10^{-9} \text{ см}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$, причем большие значения β_π наблюдаются у городского аэрозоля, а маленькие – у континентального, что явно связано со средним радиусом аэрозолей (см. табл.1). Во всех случаях имеется минимум β_π на $\lambda \sim 12.3 \text{ мкм}$ за исключением случая, когда относительная влажность составляет 90 %–95 % и минимум перемещается в область $\lambda \sim 11.2 \text{ мкм}$. Такое пове-

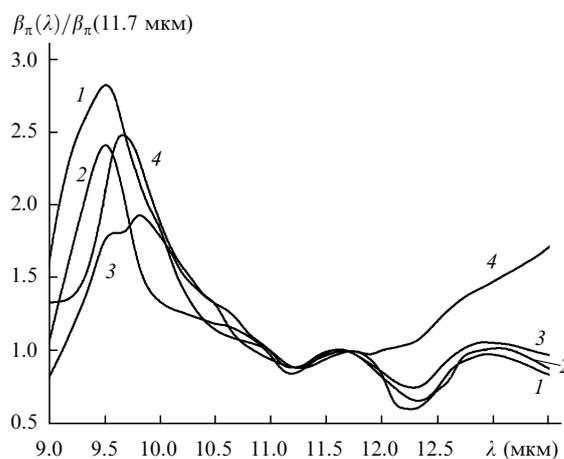


Рис.3. Профили коэффициента $\beta_\pi(\lambda)$, нормированного на $\beta_\pi(11.7 \text{ мкм})$, для городского аэрозоля при относительной влажности 20 %–25 % (1), 35 %–45 % (2), 75 %–85 % (3) и 90 %–95 % (4).

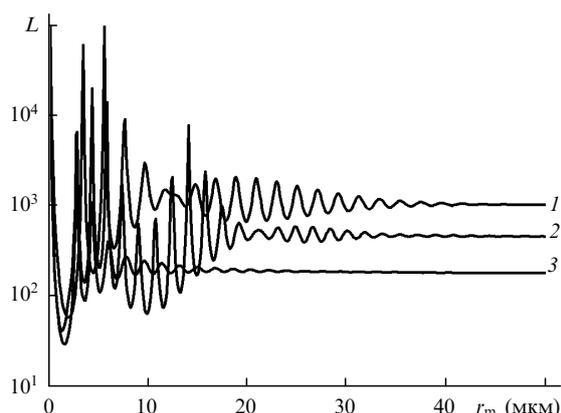


Рис.4. Лидарное отношение L в зависимости от среднего радиуса аэрозольных частиц r_m для длин волн 11.7 мкм ($m = 1.206 - i \times 0.17$) (1), 10.6 мкм ($m = 1.237 - i \times 0.087$) (2) и 9.6 мкм ($m = 1.357 - i \times 0.089$) (3).

дение $\beta_\pi(\lambda)$ можно объяснить существенной ролью воды, показатель преломления которой имеет минимум на $\lambda \sim 11.2$ мкм.

На рис.4 показано лидарное отношение $L = \alpha/\beta_\pi$ для трех длин волн (9.6, 10.6 и 11.7 мкм) в зависимости от среднего радиуса аэрозольных частиц r_m . Видно, что лидарные отношения с ростом r_m стремятся к постоянным величинам $L_0(\lambda)$ и достигают их при определенных значениях $r_0(\lambda)$. Величины L_0 определяются законами геометрической оптики при отражении на границе раздела двух сред, т. е. показателями преломления и поглощения. Видно также, что $r_0 = 20, 35$ и 40 мкм на $\lambda = 9.6, 10.6$ и 11.7 мкм соответственно. Такое поведение зависимостей $L_0(\lambda)$ очень важно при зондировании аэрозолей больших размеров, потому что позволяет получить непосредственно из лидарных сигналов профили коэффициентов аэрозольного ослабления и аэрозольного рассеяния с высокой точностью.

ПОПРАВКА

Бузинов Н.М., Дмитриев В.Г., Забавин В.Н., Казаков А.А., Маслов А.А., Спицын Е.М. Малогабаритный автономный лазер на $\text{YAG}:\text{Nd}^{3+}$, работающий в режиме генерации цуга импульсов с модуляцией добротности пассивным затвором на $\text{YAG}:\text{Cr}^{4+}$ («Квантовая электроника», 2007, т. 37, № 4, с. 334–338).

На с. 338 в списке литературы допущены следующие опечатки: в ссылках [8] и [9] вместо тома 27 следует читать 24, а в ссылке [10] вместо тома 28 следует читать 25.

4. Заключение

Таким образом, проведенные расчеты показали, что характеристики лидара на линиях аммиачного лазера и линиях CO_2 -лазера около 10.6 мкм сравнимы, а при большой влажности (90 %–95 %) характеристики аммиачного лидара улучшаются и приближаются к характеристикам лидара на линиях CO_2 лазера около 9.6 мкм. Коэффициент аэрозольного обратного рассеяния на линиях аммиачного лазера в приземном слое атмосферы меняется от 10^{-10} до $7 \times 10^{-9} \text{ см}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$ в зависимости от типа аэрозоля и состояния атмосферы.

1. Васильев Б.И., Маннун У.М. *Квантовая электроника*, **35**, 523 (2005).
2. Васильев Б.И., Желтухин А.А., Маннун У.М. *Кр. сообщ. физ. ФИАН*, **7**, 22 (2004).
3. Зуев В.Е., Зуев В.В. *Дистанционное оптическое зондирование атмосферы* (С.-Петербург: Гидрометеоздат, 1992).
4. Measures R.M. *Laser Remote Sensing. Fundamentals and Applications* (New York: JW & Sons Inc., 1984).
5. Ben-David A. *Appl. Opt.*, **38** (12), 2616 (1999).
6. Walter D.P. et al. *Appl. Opt.*, **25** (15), 2506 (1986).
7. Petheram J.C. *Appl. Opt.*, **20** (22), 3941 (1981).
8. Walter D.P. et al. *Appl. Opt.*, **25** (15), 2506 (1986).
9. Kent G.S. et al. *Appl. Opt.*, **22** (11), 1666 (1983).
10. Jennings S.G. *Appl. Opt.*, **25** (15), 2499 (1986).
11. Van de Hulst H.C. *Light Scattering by Small Particles* (New York: JW & Sons Inc., 1957).
12. Borhn C.F., Huffman D.R. *Absorption and Scattering of Light by Small Particles* (New York: JW & Sons Inc., 1983).
13. Зуев В.Е., Кабанов М.В. *Оптика атмосферного аэрозоля* (Л.: Гидрометеоздат, 1987).
14. Ивлев Л.С., Андреев С.Д. *Оптические свойства атмосферных аэрозолей* (Л.: Изд-во ЛГУ, 1986).
15. Jaenicke R., in *Aerosol Climate Interaction* (New York: Acad. Press, 1993, p. 233).
16. Wiscombe W.J. *Appl. Opt.*, **19** (9), 1505 (1980).