

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ,
ГИДРОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.558.74: 551.508.95: 528.837

**Оценки возможностей зондирования парниковых газов
CH₄ и CO₂ над подстилающей поверхностью IPDA
лидаром космического базирования**

С.В. Бабченко, Г.Г. Матвиенко, А.Я. Суханов*

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

Поступила в редакцию 29.05.2014 г.

Рассматриваются возможные погрешности измерений CH₄ и CO₂ в тропосфере при наличии облаков на основе методологии IPDA. Обоснован выбор длин волн. Приводится краткое описание реализованного программного комплекса для моделирования переноса излучения при зондировании из космоса. Показано, что многократное рассеяние в условиях облачности может влиять на мощность принимаемого сигнала на одной длине волны, при этом применение дифференциальной схемы нивелирует данное влияние при близком расположении длин волн. Приведены расчеты погрешностей в зависимости от высоты подстилающей поверхности и наличия облаков.

Ключевые слова: атмосфера, лидар, углекислый газ, метан; atmosphere, lidar, carbon dioxide, methane.

Известно, что солнечное излучение, поглощенное земной поверхностью, вторично излучается в атмосферу в ИК-диапазоне волн, т.е. в области тепловой радиации. Эта тепловая радиация поглощается рядом атмосферных газов, которые принято называть *парниковыми газами*. В свою очередь, парниковые газы переизлучают часть поглощенной тепловой энергии в нижнюю часть атмосферы, препятствуя, таким образом, ее уходу в открытый космос, вызывая парниковый эффект. Межправительственная группа экспертов по изменению климата (IPCC) в качестве важнейших парниковых газов, существенно оказывающих влияние на климат Земли, кроме воды H₂O также отметила углекислый газ CO₂, метан CH₄, закись азота N₂O, перфторуглероды (PFC), гидрофторуглероды (HFC), гексафторид серы (SF₆), хлорфторуглероды (CFC), гидрохлорфторуглероды (HCFC) и несколько классов галогенов, включая фтор и хлор, появление которых по большей части обусловлено промышленной деятельностью [1]. За последнее столетие рост концентрации данных газов не вызывает сомнения, что отмечается во множестве работ по результатам самолетных [2], глобальных и региональных наблюдений [1–4].

В настоящее время в мире постоянно ведутся разработки средств контроля, а также региональный и глобальный мониторинг парниковых газов с помощью сети наземных станций и аэрокосмических методов [5], необходимый для обнаружения стоков и источников парниковых газов, предсказания их тренда и дальнейшего прогнозирования климата

[1, 6]. Кроме того, политические решения, направленные на контроль за выбросами парниковых газов, должны быть обеспечены достаточно точными данными о концентрациях указанных веществ.

Глобальный мониторинг обеспечивается в основном самолетными и космическими измерениями. При этом в самолетных измерениях используются активные методы, например проект NASA Glenn [7], а в космических наибольшее развитие получили пассивные методы, включающие множество различных спутниковых платформ, например SCIAMACHY [8], GOSAT (IBUKU) [9], OCO [10], хотя миссия OCO и потерпела неудачу. В некоторых работах [6, 10, 11] отмечается, что ошибка восстановления концентрации CO₂ может достигать в среднем 1–4 ppm в основном из-за помехи рассеяния, в том числе и на перистых облаках с оптической плотностью до 0,03, где ошибка может составлять 5 ppm и выше [11]. Кроме того, на точность восстановления влияют многие другие факторы.

Спутниковые пассивные методы основаны как на принципах приема отраженного от Земли солнечного излучения в инфракрасном диапазоне, так и на собственном тепловом излучении Земли, и, кроме того, существует методика, где используется трасса по касательной схеме на пропускание. Такой подход дает высокое вертикальное, но низкое горизонтальное разрешение в отличие от метода, основанного на отражении, дающего относительно хорошие результаты в горизонтальном разрешении, но плохие в вертикальном. Предварительные оценки активного зондирования с использованием IPDA (Integral path differential absorption)-методики дают обнадеживающие результаты.

В работе [12] приведены теоретические расчеты возможности зондирования газовых (CO₂, N₂O,

* Светлана Владимировна Бабченко (bsv@iao.ru); Геннадий Григорьевич Матвиенко (mgg@iao.ru); Александр Яковлевич Суханов (say@iao.ru).

CH₄) составляющих из космоса с использованием современных лазерных источников и методики IPDA. Для оценки возможностей зондирования в [12] рассматривается стандартное уравнение локации в приближении однократного рассеяния (нами далее показано, что требуется учет многократного рассеяния). В [13] рассматриваются возможность зондирования CO₂, N₂O, CH₄, CO и методология решения обратной задачи при использовании двух пар длин волн on и off. Наиболее существенные результаты в направлении реализации космических лидарных миссий достигнуты NASA и ESA в проектах ASCENS и A-SCOPE [14].

Если рассматривать газы, выделенные как основные влияющие на климат, то возникает задача оценки их влияния, а также выявления причин изменения их концентрации. Порой споры об их влиянии на климат носят спекулятивный характер, как и влияние человеческого фактора. В связи с этим требуются построение точных климатических моделей и проведение глобальных измерений для выявления стоков и источников таких газов.

Углекислый газ (CO₂). В природе углерод циркулирует между литосферой, атмосферой, гидросферой и живыми организмами за счет фотосинтеза растений и цианобактерий с образованием углеродов, а также в процессе дыхания и гибели живых существ. Наблюдаемый в настоящее время рост содержания CO₂ в атмосфере является результатом повсеместного использования углеводородного топлива, а также следствием уменьшения роли процессов фотосинтеза из-за сокращения площади лесов. Основное увеличение произошло в два последних столетия в результате промышленной революции. Обширный объем проведенных к настоящему времени прямых и косвенных измерений указывает на то, что отношение смеси атмосферного CO₂ увеличилось на глобальном уровне почти на 100 ppm (36%) в течение последних 250 лет от 280 ppm в доиндустриальную эпоху (1000–1750 н.э.) до 379 ppm в 2006 г. В течение этого периода абсолютная скорость роста концентрации CO₂ в атмосфере постоянно увеличивалась, достигнув в последние 30 лет 1,4 ppm/год [3]. Такой рост увеличения концентрации CO₂ не имел прецедентов за последние 20 тыс лет.

Метан (CH₄). Метан является вторым по значимости после CO₂ антропогенным парниковым газом. Парниковый эффект, создаваемый CH₄, в основном обусловлен присутствием сильной полосы поглощения 7,6 мкм в области известного окна спектральной прозрачности атмосферы.

В целом, смещение природного баланса привело к тому, что глобальное содержание CH₄ увеличилось с 715 ppb в доиндустриальный период до 1774 ppb в 2005 г., т.е. в 2,5 раза. В конце 1970-х – начале 1980-х гг. скорость роста концентрации метана в атмосфере была максимальной и составляла около 1% в год. Однако с начала 1990-х гг. эта тенденция значительно уменьшилась, и в 1999–2005 гг. (в период действия Киотского протокола) увеличение концентрации CH₄ в атмосфере фактически прекратилось. Несмотря на

уменьшение концентрации метана за последние 15 лет, наблюдается ее значительная межгодовая изменчивость, причины которой недостаточно ясны. Таким образом, изменение концентрации указанных газов требует корректировки газовых моделей, что, например, реализовано в работах [15–17].

1. Выбор оптимальных длин волн

Методика IPDA основана на использовании нескольких или двух длин волн при зондировании, одна из них должна попадать в линию поглощения исследуемого газа, а другая лежать в крыле линии поглощения. Сигналы получаются при прохождении всей трассы зондирования как отражение от какой-либо топографической мишени. Необходимо подобрать длины волн, на которых возможно производить зондирование, где дифференциальное ослабление сигналов в основном обусловлено дифференциальным поглощением исследуемого газа. Также большое значение при определении приповерхностной концентрации и высотного распределения концентрации газа имеет поведение дифференциального поглощения вдоль трассы зондирования (по высотам).

Для зондирования углекислого газа и метана нами были выбраны длины волн в районе 1,572 и 1,65 мкм соответственно (рис. 1), что потребовало анализа атмосферных спектров поглощения в диапазоне 1–2,5 мкм.

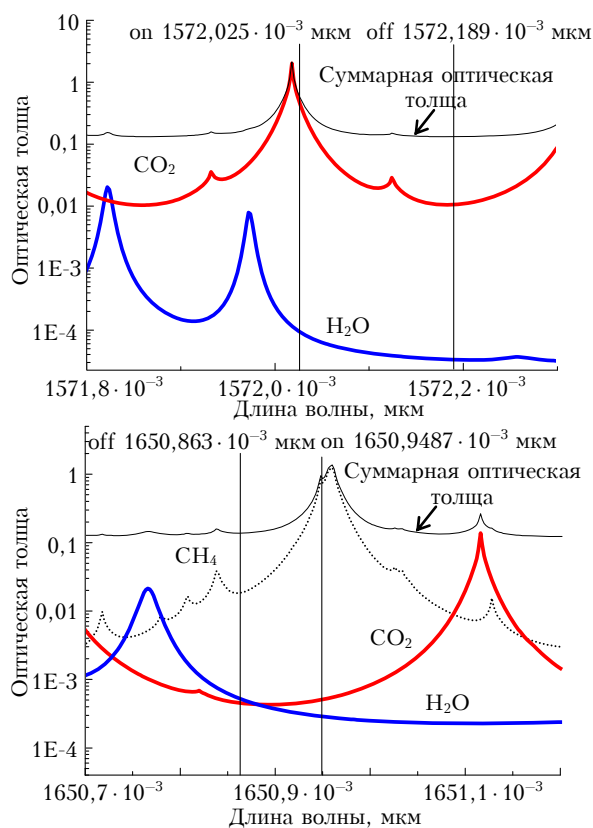


Рис. 1. Селекция перспективных длин волн для спутникового зондирования парниковых газов. Атмосферная модель средневысоких широт, лето. Вертикальными линиями обозначены выбранные длины волн on и off. Тонкой сплошной линией обозначена суммарная оптическая толщина с учетом аэрозольной модели

Параметры линий поглощения взяты из известной базы данных высокого разрешения HITRAN-2008. Выбранные длины волн соответствуют перспективным источникам излучения современных твердотельных лазеров (эрбиевый лазер или Nd:YAG-лазер с оптико-параметрическим осциллятором и усилителем). Данные длины волн обуславливают значительный вклад в дифференциальное поглощение на нижних высотах в тропосфере, а не в средних слоях стратосферы, что позволяет повысить точность методики IPDA [12, 13] для данных высот.

2. Пакет программ для моделирования переноса лазерного излучения методом Монте-Карло

Для реализации задач моделирования был создан пакет программ, включающий модуль задания оптической модели атмосферы, модели отражения от поверхности Земли, а также модуль, реализующий расчет лидарных сигналов методом Монте-Карло (рис. 2).

Предполагалось, что атмосфера слоистая, но градиент от границы одного слоя до другого меняется по линейной зависимости. Оптическая модель атмосферы рассчитывается на основе данных о концентрации газовых составляющих атмосферы согласно модели ИОА СО РАН [15] и по обновленным данным о парниковых газах [16, 17] с учетом их возрастной концентрации. В качестве аэрозольной модели используется оптическая модель Крекова.

Учет отражательной способности земной поверхности является достаточно важной задачей, так

как может вносить существенную разницу в дифференциальный сигнал на двух длинах волн. Поверхности в границах одного пятна, образуемого на Земле лазерным пучком, могут быть существенно различными как по высоте, так и по отражательной способности, так как диаметр такого пятна может достигать 100 м. В этом случае идеальным был бы вариант зондирования, при котором оба пучка направлены в одну точку и образуемые ими пятна совпадают. Один из простых способов задания поверхности — задание отражательной способности, при этом отражение считается диффузным. Но даже в этом случае отражательные способности в пределах пятна могут существенно отличаться. Например, согласно спектральной библиотеке ASTER [18] и многим другим работам, в частности [19], в районе 1,5 и 1,6 мкм отражательная способность для травы составляет 0,1, для сухой травы до 0,6, для снега различного вида отражательная способность относительно мала и варьируется от 0,01 до 0,1, для дорожного покрытия 0,1, для базальта 0,15, для гранита 0,22. Таким образом, для территорий со смешанным видом покрытий, особенно в осенний и весенний сезоны, в летний сезон во время засух или пожаров, отражательная способность при пролете спутником для различных импульсов может отличаться, а если пятна не совпадают, то это может вносить искажения в дифференциальный сигнал.

Важным аспектом также является скорость пролета спутником, достигающая на рассматриваемых орбитах 7,6–8 км/с. При этом спутник при прохождении сигналом трассы «Земля–космос» пролетит 20 м и более от начальной точки излучения импульса. В режиме накопления условия соответственно могут меняться. В нашей работе, так же как и в [12], не рассматривается влияние доплеровского эффекта.

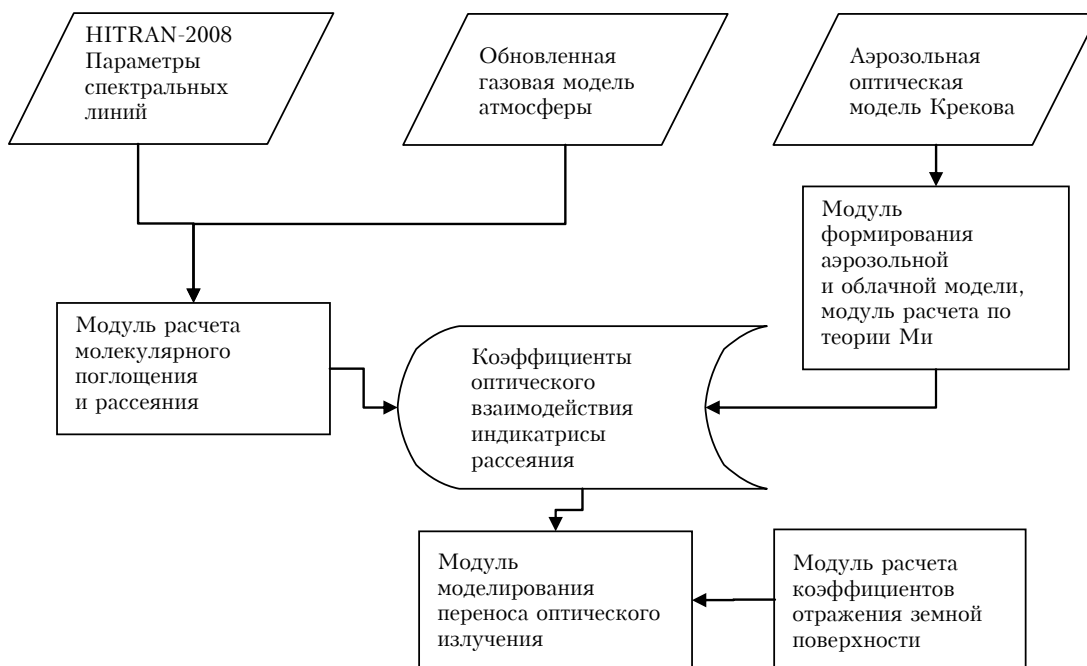


Рис. 2. Структура разработанной программной системы

Для моделирования процесса переноса излучения, в отличие от работы [12], учитывается многократное рассеяние, а не приближение однократного рассеяния. Решение уравнения переноса излучения осуществляется с использованием метода Монте-Карло. Обоснованность учета многократного рассеяния в условиях оптически плотных рассеивателей для подобных измерений показана в работе [20] на примере зондирования озона. Но следует заметить, что авторы [20] использовали длины волн в ультрафиолетовом диапазоне, и в связи с особенностями спектрального поведения коэффициента поглощения озона разброс длин волн достаточно велик, а это обуславливает существенно различающийся вклад многократного рассеяния в сигналы на этих длинах волн.

Среди многочисленных модификаций метода Монте-Карло для задач оптической локации, где источники и приемники излучения локализованы, эффективен так называемый «метод локальной оценки» [21]. Кратко сущность этого метода состоит в следующем. Исходное уравнение переноса в интегральной форме, как известно, имеет вид

$$f(x) = \int_X k(x', x) f(x') dx' + \psi(x). \quad (1)$$

Здесь $x = (r, \Omega, t)$ – точка фазового пространства, $x \in X$; $f(x) = \sigma(x) I_\lambda(x)$; $I_\lambda(x) = I_\lambda(r, \Omega, t)$ – интенсивность на длине волны λ в точке r в направлении Ω в момент времени t ; $\sigma(r, \lambda)$ – полный коэффициент ослабления на длине волны λ , т.е.

$$\sigma(r, \lambda) = \sigma_a(r, \lambda) + \sigma_s(r, \lambda) + \alpha_m(r, \lambda),$$

$\sigma_a(r, \lambda)$, $\sigma_s(r, \lambda)$ – коэффициенты соответственно поглощения и рассеяния дисперсной среды; $\alpha_m(r, \lambda)$ – коэффициент молекулярного поглощения.

Пусть $x^* = (r^*, \Omega^*, t) \in D$, где D – фазовый объем некоторого оптического детектора ($D \in X$, $D \ll X$); x^* – точка фазового пространства, принадлежащая области оптического детектора. Предположим, что в (1) функция источника $\psi(x^*) = 0$, $x = x^*$, $\sigma_s = \sigma$. Поделив обе части полученного выражения на $\sigma(r^*, \lambda)$, получим

$$I_\lambda(x^*) = \int_X \frac{k(x', x^*)}{\sigma(r^*, \lambda)} f(x') dx'. \quad (2)$$

Таким образом, величина плотности спектрального потока $I_\lambda(x^*)$ формально представлена в виде линейного функционала от плотности столкновений. Однако ядро $k(x', x^*)$ содержит обобщенные δ -функции. Для их устранения можно проинтегрировать последовательно (2) по некоторым ограниченным областям направлений $\Omega_i \in W$ и времени регистрации фотона $T_j \in T$ ($\Omega_i \ll W$ и $T_j \ll T$, W – пространство направляющих косинусов). В результате

придем к известному выражению для статистической оценки потока радиации в области локализованного детектора $D_{ij} = \Omega_i T_j$:

$$\begin{aligned} I'_\lambda(r^*) &= \int_{D_{ij} = \Omega_i T_j} I_\lambda(r^*, \Omega^*, t^*) d\Omega^* dt^* = \\ &= \int_{\Omega_i T_j} \int_{\Omega_i T_j} I_\lambda(r^*, \Omega^*, t^*) d\Omega^* dt^* = \\ &= \int_X \xi_{ij}(x', x^*) \sigma(x') I_\lambda(x') dx' = \frac{A I_0}{N} \sum_{n=0}^N q_n \xi_{ij}(x_n, x^*), \end{aligned} \quad (3)$$

где

$$\xi_{ij}(x_n, x^*) = \frac{g(\mu^*, r, \lambda) \exp(-\tau_a(r_n, r^*, \lambda)) P_{\Delta\lambda}^*(r_n, r^*, \Delta\lambda)}{2\pi |r_n - r^*|^2} \times \\ \times \Delta_i(s^*) \Delta_j(t^*);$$

$$P_{\Delta\lambda}^n(r_n, r_{n+1}, \Delta\lambda) = \int_{\Delta\lambda} f(\lambda') \exp(-\tau_m(r_n, r_{n+1}, \lambda')) d\lambda';$$

$g(\mu^*, r, \lambda)$ – значения нормированной к единице обобщенной индикатрисы рассеяния; $\Delta_i(s^*)$ и $\Delta_j(t^*)$ – соответственно индикаторы областей Ω_i и T_j ; q_n – статистический вес фотона, компенсирующий фиктивный характер переходов $k(x_n \rightarrow x^*)$, пересчитывается с учетом траектории движения фотона, гипотетических рассеяний и поглощения в узком спектральном диапазоне; $f(\lambda')$ – спектральная плотность лазерного пучка в виде гауссовой функции с полушириной $2,5 \cdot 10^{-6}$ мкм. Выражение локальной оценки записано с учетом теоремы эквивалентности Ирвайна [21] и с допущением квазипостоянного значения коэффициента аэрозольного ослабления в узком спектральном интервале; $\tau_a(r_n, r^*, \lambda)$, $\tau_m(r_n, r^*, \lambda)$ – оптические толщи от точки рассеяния до локального детектора, обусловленные соответственно аэрозольным и молекулярным ослаблением в конкретном случае зондирования из космоса; A – площадь приемной системы; I_0 – интенсивность излучения лазера (падающего излучения).

3. Результаты численного моделирования лидарных сигналов и оценка влияния многократного рассеяния

Для иллюстрации на рис. 3 приведены сигналы, полученные на шести длинах волн в области полосы поглощения CO_2 ; на высоте 1 км от поверхности Земли имеется аэрозольное образование. Нетрудно заметить, что отражение от Земли дает существенно больший вклад в полученный сигнал, нежели обратное рассеяние от атмосферы. Представленные сигналы получены из следующих предполагаемых характеристик лидара: высота орбиты

400 км, энергия в импульсе 1 Дж, эффективная площадь приемника $0,78 \text{ м}^2$, коэффициент усиления детектора 20, квантовая эффективность 0,8, полоса пропускания 3 МГц, чувствительность детектора 1,012, длительность импульса лазера 70 нс, угол расхождения лазерного излучения $0,1\text{--}100 \text{ мрад}$ (варьировался), фактор избыточного шума 4,3, плотность темнового тока $160 \text{ фА/Гц}^{0,5}$, плотность шума входного тока усилителя $4 \text{ фА/Гц}^{0,5}$, плотность шума входного напряжения усилителя $3 \text{ нВ/Гц}^{0,5}$, скорость спутника на орбите, $7,66 \text{ км/с}$, стробирование варьируется. Случайные ошибки, вызванные шумами в приемнике, накладываются на моделированный сигнал, после чего определяется средняя ошибка восстановления концентрации по нескольким реализациям.

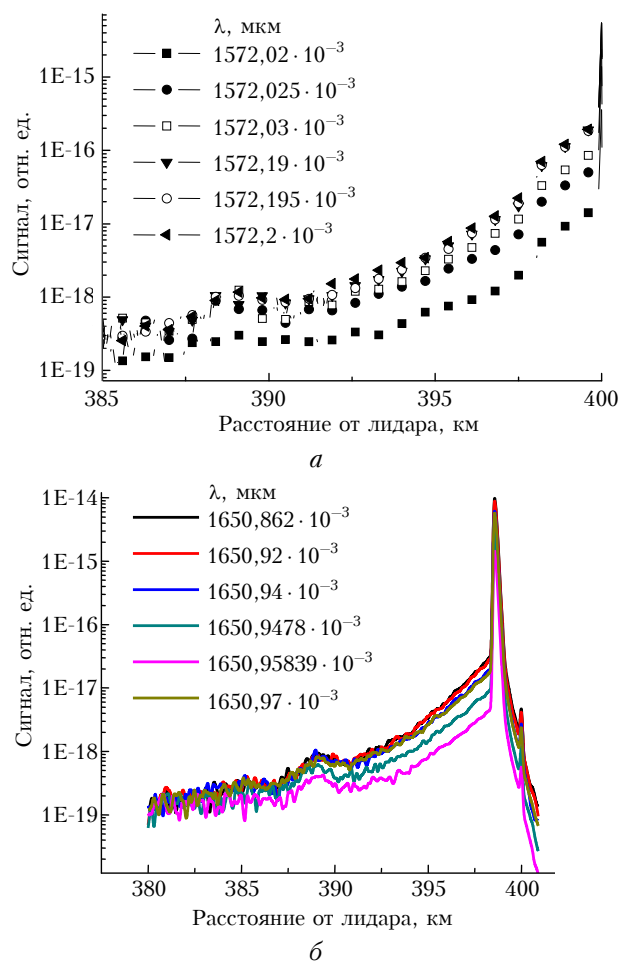


Рис. 3. Пространственная развертка сигналов обратного рассеяния у земной поверхности при высоте орбиты спутника 400 км: *a* – сигналы в районе 1,57 мкм; вертикальная линия справа – сигнал, отраженный от Земли; *б* – сигналы в районе 1,65 мкм; вертикальная линия справа – отсечка сигнала

Ниже представлены сигналы на двух длинах волн (on и off) в приближении однократного рассеяния, полученные по расчетам Монте-Карло при различных углах детектирования для аэрозольного слоя с оптической толщиной 1 на высоте $0,5\text{--}1,5 \text{ км}$

(рис. 4, *a*). Видно, что для углов $10\text{--}100 \text{ мрад}$ вклад в сигнал многократного рассеяния растет и это искажает отраженный от поверхности Земли сигнал. Похожая ситуация наблюдается при углах обзора выше $0,1 \text{ мрад}$, если в качестве топографической мишени выступает плотное облако. Таким образом, в случае оптически плотных низких туманов или облаков многократное рассеяние вызывает добавление мощности к принимаемому сигналу, что обусловлено смешением отраженного от поверхности Земли сигнала и многократно рассеянного в облаке. Но данная ситуация не наблюдается для оптически тонких туманов или облаков (например, с ослаблением менее $0,7 \text{ км}^{-1}$ и высотой 300 м, рис. 5, *a*). В случае оптически плотных облаков для той же высоты нижней кромки облака наблюдается вклад многократного рассеяния в сигнал (рис. 5, *б*). Те же выводы для оптически тонких облаков сделаны для аэрозольного лидара «БАЛКАН» в работе [22].

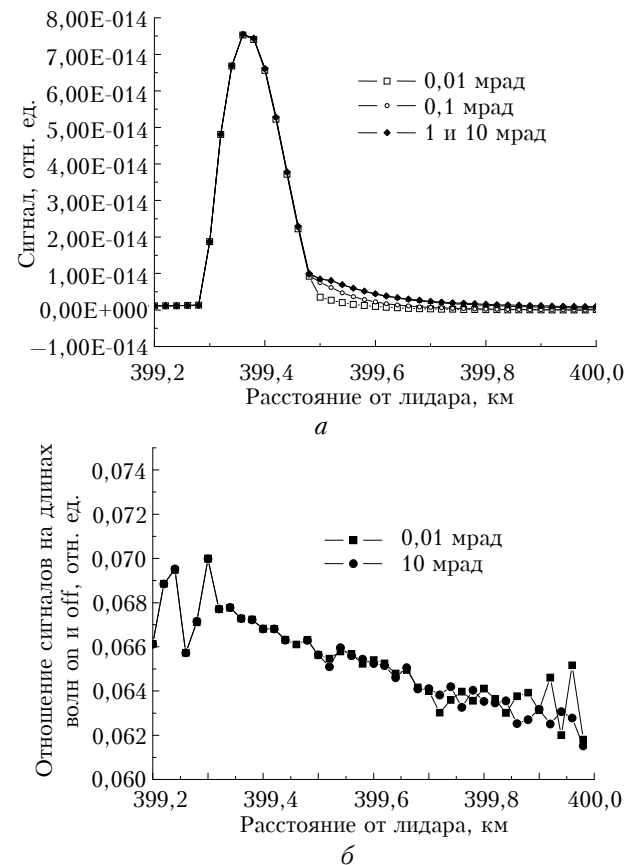


Рис. 4. Сигнал обратного рассеяния в районе $1572,01 \times 10^{-3} \text{ мкм}$ для разных углов обзора приемника в присутствии аэрозолей (*a*) и отношение сигналов on и off (*б*)

Но если брать отношение энергий двух сигналов (on и off) (см. рис. 4, *б*), то мы получим для разных углов обзора одинаковые значения этого отношения, и, следовательно, устраняется погрешность многократного рассеяния. Таким образом, облака (с ослаблением 6 км^{-1}) влияют только на случайную ошибку (см. рис. 4, *б*, приземные высоты $< 300 \text{ м}$). Та же ситуация наблюдается для

туманов и облаков вблизи поверхности и для облаков на высоте 1 км с большей оптической плотностью, но в случае плотных облаков они могут восприниматься как отражающая мишень.

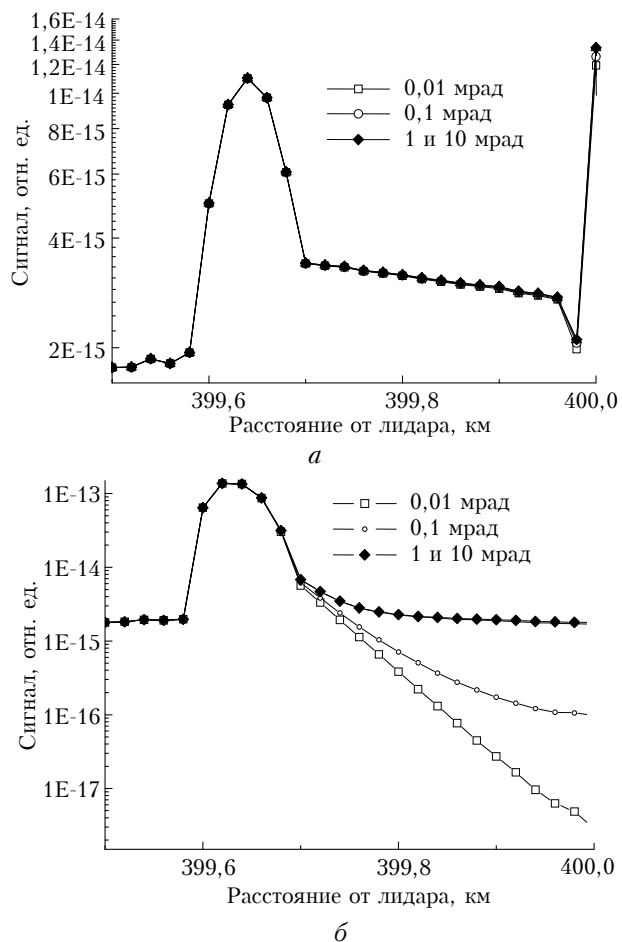


Рис. 5. Лидарный сигнал обратного рассеяния в условиях присутствия оптически тонкого облака в пограничном слое атмосферы 200–400 м (а) и оптически толстого облака, ослабление порядка 13 км^{-1} (б)

4. Оценка погрешностей измерения концентраций CO_2 и CH_4 по результатам численного эксперимента

При зондировании на двух длинах волн значение приповерхностной концентрации можно определить на основе дифференциальной оптической толщи:

$$\Delta\tau = \int_{r_G}^{r_S} c_p(h)p(h)\Delta\alpha(h)dh, \quad (4)$$

где $p(h)$ – давление на высоте h ; c_p – относительная концентрация; $\Delta\tau$ – дифференциальная оптическая толщина на двух длинах волн; $\Delta\alpha(h)$ – дифференциальный коэффициент поглощения газа на двух длинах волн; r_G – высота над у. м. у поверхности

Земли; r_S – высота спутника (высота, с которой начинается учет вклада в поглощение и рассеяние сигнала).

В этом случае в уравнении (4) $c_p(h)p(h)$ можно заменить на модельную функцию $c(h) = c_m(h)a$, где $c_m(h) = c_{pm}(h)p_m(h)$ – модельное парциальное давление, a – неизвестный масштабирующий коэффициент. Для определения относительной концентрации из $c(h)$ необходимо в дальнейшем точное знание атмосферного давления.

В работе [17] приведены тропосферные усредненные высотные профили концентраций CH_4 и CO_2 по многолетним измерениям для различных месяцев для территории Западной Сибири (рис. 6).

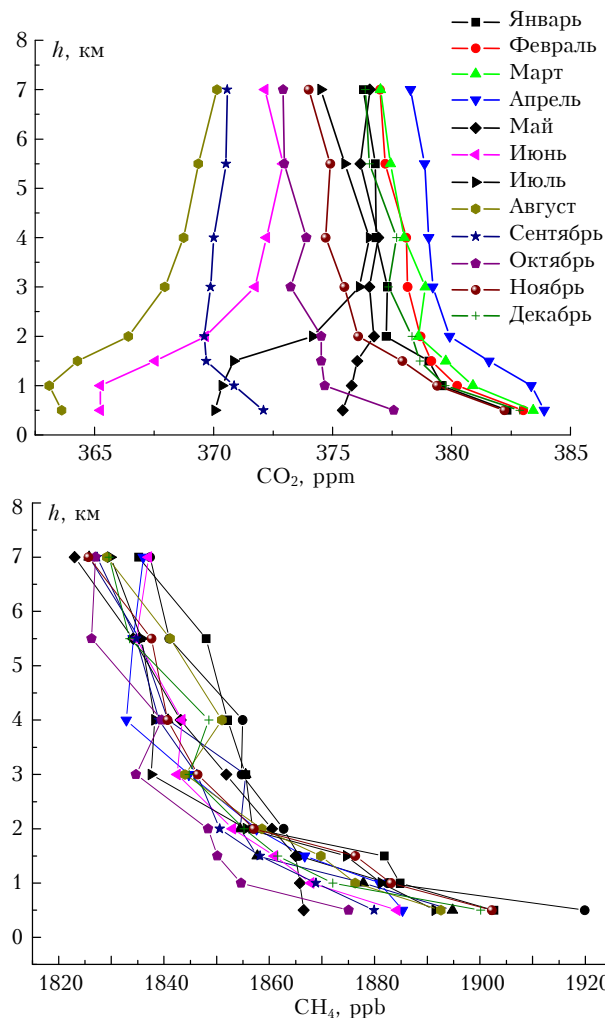


Рис. 6. Вертикальные профили концентрации CO_2 и CH_4 в тропосфере на каждый месяц по многолетним результатам наблюдений [17]

На основе этих данных можно сделать вывод, что поведение концентраций по высоте имеет существенные вариации и не всегда усредненная модель позволяет достаточно точно восстанавливать концентрации данных газов, хотя для каждого из месяцев есть свой тренд распределения концентрации, что дает возможность использовать его в качестве модели. Уточнить модель можно путем введения

дополнительного линейного, квадратичного или кубического тренда, что потребует дополнительных каналов для зондирования. Ниже рассмотрен подход при использовании зондирования на двух парах длин волн.

При зондировании на двух парах длин волн можно задать следующую модель для представления функции $c_p(h)p(h) = c_m(h)(a + bh)$:

$$\Delta\tau_1 = a \int_{r_G}^{r_S} c_m(h)\Delta\alpha_1(h)dh + b \int_{r_G}^{r_S} c_m(h)h\Delta\alpha_1(h)dh, \quad (5)$$

$$\Delta\tau_2 = a \int_{r_G}^{r_S} c_m(h)\Delta\alpha_2(h)dh + b \int_{r_G}^{r_S} c_m(h)h\Delta\alpha_2(h)dh.$$

Относительную концентрацию в частицах на миллион как на приповерхностной высоте можно определить как

$$c_{ppm} = c_m(0)a10^6 / p'_m(0),$$

где $a = \Delta\tau / \int_{r_G}^{r_S} c_m(h)\Delta\alpha_1(h)dh$, для зондирования на

двух длинах волн; $p'_m(0)$ — модельное или известное значение давления. Для зондирования на четырех длинах волн можно по указанным выше уравнениям взять среднее значение по двум дифференциальным толщам либо, используя уравнения (5), получить выражения для

$$b = \frac{\Delta\tau_2 s_1 - \Delta\tau_1 s_3}{s_4 s_1 - s_2 s_3}, \quad a = \frac{\Delta\tau_1 - b s_2}{s_1},$$

где s_1, s_2, s_3, s_4 — соответствующие интегралы в уравнениях (2), пронумерованные слева направо и затем сверху вниз.

Дифференциальную оптическую толщину можно определить из сигналов следующим образом:

$$\Delta\tau(r_G) \equiv \int_{r_S}^{r_G} c(h)\Delta\alpha(h)dh = \frac{1}{2} \ln \frac{P(\lambda_{off}, r_G)}{P(\lambda_{on}, r_G)} + C.$$

Здесь $C = \frac{1}{2} \left[\ln \frac{D_{on}}{D_{off}} + \ln \frac{E_{on}}{E_{off}} + \ln \frac{\rho_{on}}{\rho_{off}} - 2 \ln(\Delta\Theta_A) \right]$; D — эффективность приемопередающей системы; E — энергия импульса лазера на соответствующей длине волны; ρ — отражательная способность поверхности; Θ_A — пропускание, обусловленное другими компонентами атмосферы (аэрозоль, молекулярное рассеяние).

На рис. 7 представлены оценки влияния случайной ошибки на сигнал при зондировании на двух и четырех длинах волн, при усреднении и линейной модели парциального давления CO_2 . Расчет сигналов проводился с использованием разработанного программного модуля для моделирования переноса излучения методом Монте-Карло. Затем решалась задача восстановления концентрации газов (обратная задача). На основе расчетов можно сделать вывод, что случайная ошибка при зондировании на двух длинах волн составляет $\sim 0,2$ –

$0,5$ ppm, на четырех длинах волн при усреднении концентраций $\sim 0,1$ – $0,3$ ppm и при использовании линейной модели концентрации $\sim 0,5$ – 1 ppm. Первый тип расчета сделан на основе длин волн $1572,02 \cdot 10^{-3}$ и $1572,19 \cdot 10^{-3}$ мкм, второй тип — на длинах волн $1572,025 \cdot 10^{-3}$ и $1572,195 \cdot 10^{-3}$ мкм, третий тип — результат усреднения первых двух концентраций, полученных на длинах волн $1572,02 \cdot 10^{-3}$ и $1572,19 \cdot 10^{-3}$, а также $1572,025 \cdot 10^{-3}$ и $1572,195 \cdot 10^{-3}$ мкм, и четвертый тип расчета основан на линейной модели.

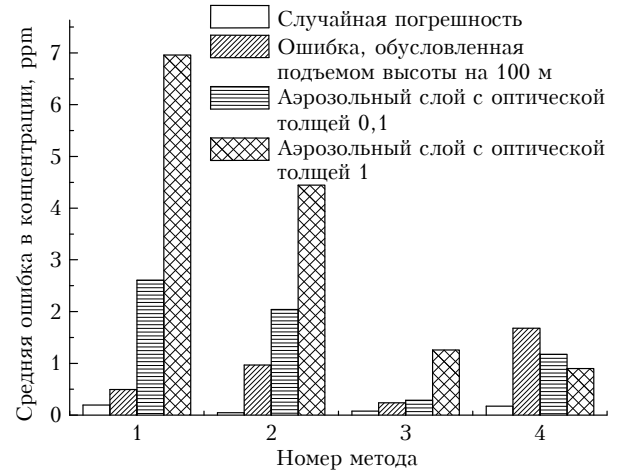


Рис. 7. Средняя ошибка в значении относительной концентрации. Тип расчета: 1 — пара волн $1572,02 \cdot 10^{-3}$ и $1572,19 \cdot 10^{-3}$ мкм; 2 — пара волн $1572,025 \cdot 10^{-3}$ и $1572,195 \cdot 10^{-3}$ мкм; 3 — усреднение концентраций; 4 — линейная модель

Далее приведены примеры восстановления относительной концентрации CO_2 при ошибках в определении высоты отражающей поверхности 100 м и при наличии аэрозольных слоев с оптической толщиной 0,1 и 1 на высоте 1 км.

Как видно из рис. 7, наиболее точным при добавлении систематической ошибки является метод усреднения в основном за счет нивелирования ошибки в сторону занижения на одной паре длин волн и завышения на другой паре длин волн. Линейная модель показывает в целом стабильность (за исключением случая возникновения ошибки в определении высоты) и более высокую точность по сравнению с зондированием на двух длинах волн при наличии мешающих факторов в виде аэрозольных слоев.

Дальнейшие численные эксперименты связаны с анализом того, как влияет на ошибку восстановления относительной концентрации углекислого газа и метана распределение частиц по размерам в облачном образовании. В данном случае в качестве распределения бралось гамма-распределение с модами 1, 2, 3, 4 мкм, высота облачного образования соответствовала 1, 5, 10 км, оптическая толщина облака составляла от 0,5 до 1. Результаты при усреднении по двум длинам волн представлены на рис. 8. Отметим, что в некоторых случаях восстановление на одной паре длин волн для каких-то параметров облака точнее, чем на другой для других параметров, и наоборот.

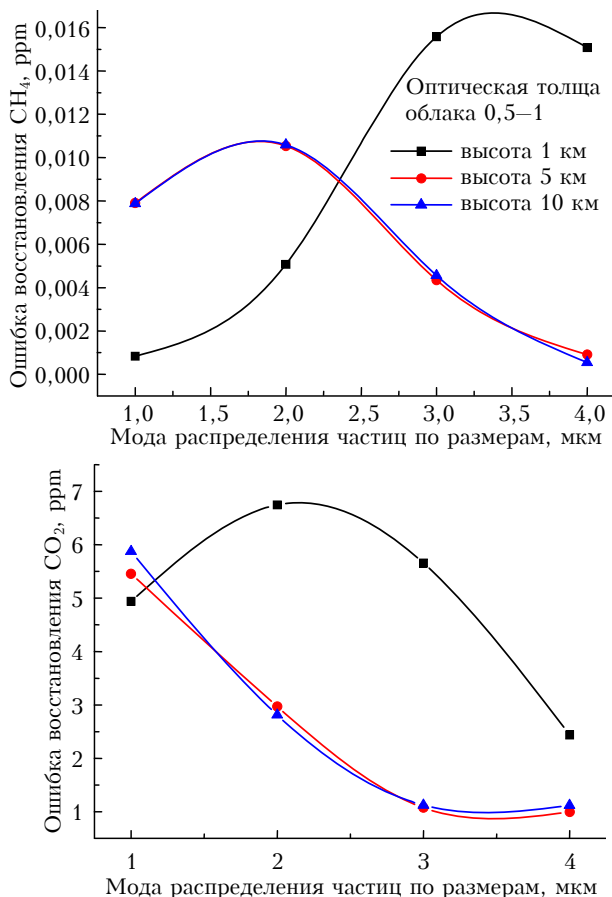


Рис. 8. Точность восстановления концентрации CH_4 и CO_2 для различных высот и типов облачности

Численный эксперимент зондирования CH_4 был основан на использовании длин волн off 1650,863 · 10⁻³ мкм и on 1650,9587 · 10⁻³ мкм. Полученные результаты показывают, что точность восстановления может варьироваться от 0,001 до 0,02 ppm в зависимости от наличия искажающего фактора в виде облачного образования оптической плотностью 0,5–1.

Заключение

Показано, что при углах обзора приемника больше 0,1 мрад и наличии рассеивающей среды вблизи поверхности многократное рассеяние может влиять на мощность принимаемого сигнала в присутствии облаков и туманов. Метод дифференциального поглощения нивелирует ошибку многократного рассеяния за счет отношения сигналов на двух близких длинах волн, но в общем случае это не всегда так. При наличии плотных аэрозольных образований на различных высотах с оптической плотностью от 1 ошибка восстановления концентрации CO_2 может достигать 5–7 ppm, для CH_4 – 0,01 ppm. Простое усреднение позволяет получить лучшие результаты, нивелируя ошибку при определенных условиях до 0,5 ppm для CO_2 и до 0,002 ppm для CH_4 за счет завышения концентрации на одной паре длин волн и занижения на дру-

гой, что дает основания для дальнейших исследований в подборе нескольких длин волн при зондировании в условиях облачности, туманов и дымок. Использование линейной модели парциального давления измеряемого газа показывает лучшие результаты в условиях изменения модельных параметров, включающих температуру и давление.

Данная работа поддержана Российским научным фондом (соглашение 14-27-00022) и грантами РФФИ № 12-05-33068, 12-05-00261.

1. *Изменение климата*, 2007: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II, и III в четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата [Р.К. Пачаури, А. Райзингер и основная группа авторов (ред.)]. Швейцария, Женева: МГЭИК, 2008. 104 с.
2. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Иноуёв Г., Максюттов Ш., Мачида Т., Фофонов А.В. Вертикальное распределение парниковых газов над Западной Сибирью по данным многолетних измерений // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22, № 5. С. 457–464.
3. National Research Council. 2010. Verifying Greenhouse Gas Emissions: Methods to Support International Climate Agreements. Washington, DC: National Academies Press. ISBN 0-309-15212-7. 124 p.
4. Gerard S.J., Ciaïis Ph., Biraud S., Ramonet M. Climate Change – Inverse Modelling: Assessment of Greenhouse Gas Emissions from Ireland (2000-LS-5.3.1-M1). Final Report // ERTDI Report Series. N 35. National University of Ireland, Galway. Environmental Protection Agency. 2006. ISBN 1840951656, 9781840951653. 13 p.
5. Prinn R., Heimbach P., Rigby M., Dutkiewicz S., Melillo J.M., Reilly J.M., Kicklighter D.W., Waugh C. A Strategy for a Global Observing System for Verification of National Greenhouse Gas Emissions // MIT Center for Global Change Science. Joint Program Report Series. 2011. N 200. 92 p.
6. Houweling S., Breon F.-M., Aben I., Rodenbeck C., Gloor M., Heimann M., Ciaïis Ph. Inverse modeling of CO_2 sources and sinks using satellite data: A synthetic inter-comparison of measurement techniques and their performance as a function of space and time // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4, N 2. P. 523–538.
7. Abshire J.B., Riris H., Hasselbrack W., Allan G., Weaver C., Mao J. Airborne measurements of CO_2 column absorption using a pulsed wavelength-scanned laser sounder instrument // Proc. 2009 Conf. on Lasers and Electro-Optics. Optical Society of America. Paper CFU-2. 2009a.
8. Bovensmann H., Burrows J.P., Buchwitz M., Frerick J., Noel S., Rozanov V.V., Chance K.V., Goede A.P.H. SCIAMACHY: Mission objectives and measurement modes // J. Atmos. Sci. 1999. V. 56, N 2. P. 127–150.
9. Yokota T., Yoshida Y., Eguchi N., Ota Y., Tanaka T., Watanabe H., Maksyutov S. Global Concentrations of CO_2 and CH_4 Retrieved from GOSAT: First Preliminary Results // SOLA. 2009. V. 5. P. 160–163.
10. Crisp D., Atlas R.M., Breon F.-M., Brown L.R., Burrows J.P., Ciaïis P. The orbiting Carbon Observatory (OCO) mission // Adv. Space Res. 2004. V. 34, N 4. P. 700–709.
11. Dufour E., Bréon F.-M. Spaceborne Estimate of Atmospheric CO_2 Column by Use of the Differential Absorption Method: Error Analysis // Appl. Opt. 2003. V. 42, N 18. P. 3595–3609.

12. *Ehret G., Kiemle C., Wirth M., Amediek A.* Spaceborne remote sensing of CO₂, CH₄, and N₂O by integrated path differential absorption lidar: A sensitivity analysis // *Appl. Phys.* 2008. V. 90. P. 593–608.
13. *Matvienko G.G., Krekov G.M., Sukhanov A.Ya.* Spaceborne remote sensing of greenhouse gases by IPDA lidar: A potentialities estimate // 25th Int. Laser Radar Conf. July 05–09, 2010. St.-Peterburg. S11P–02.
14. *Amediek A., Fix A., Ehret G., Caron J., Durand Y.* Airborne lidar reflectance measurements at 1.57 μm in support of the A-SCOPE mission for atmospheric CO₂ // *Atmos. Meas. Technol.* 2009. V. 2. P. 1487–1536.
15. *Зуев В.Е., Комаров В.С.* Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 264 с.
16. *Белан Б.Д., Креков Г.М.* Влияние антропогенного фактора на содержание парниковых газов в тропосфере. 1. Метан // *Оптика атмосф. и океана.* 2012. Т. 25, № 4. С. 361–373.
17. *Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Креков Г.М., Фофонов А.В., Бабченко С.В., Inoue G., Machida T., Maksutov Sh., Sasakawa M., Shimoyama K.* Динамика вертикального распределения парниковых газов в атмосфере // *Оптика атмосф. и океана.* 2012. Т. 25, № 12. С. 1051–1061.
18. *Baldrige A.M., Hook S.J., Grove C.I., Rivera G.* The ASTER spectral library version 2.0 // *Remote Sens. Environ.* 2009. V. 113, N 4. P. 711–715.
19. *Gille J.C., Ziskin D., Francis G., Edwards D.P., Deeter M.N.* Effects of a Spectral Surface Reflectance on Measurements of Backscattered Solar Radiation: Application to the MOPITT Methane Retrieval // *Atmos. Ocean. Technol.* 2005. V. 22, N 5. P. 566–574.
20. *Креков Г.М., Крекова М.М.* Об эффективности лидарных методов дифференциального поглощения в условиях облачной атмосферы // *Оптика атмосф. и океана.* 2005. Т. 18, № 10. С. 903–913.
21. *Креков Г.М.* Метод локальной оценки потока в задачах широкополосного лазерного зондирования // *Оптика атмосф. и океана.* 2010. Т. 23, № 1. С. 47–55.
22. *Matvienko G.G., Krekova M.M., Shamanaev V.S.* Influence of multiple scattering on the formation of space lidar BALKAN-1 cloud signals // *Proc. SPIE.* 1997. V. 3218. DOI: 10.1117/12.295649.

S.V. Babchenko, G.G. Matvienko, A.Ya. Sukhanov. **Estimation of sensing possibility of CH₄ and CO₂ greenhouse gases above underlying surface with a spaceborne IPDA lidar.**

A possible error of measurements in troposphere of CH₄ and CO₂ in the presence of clouds based on the IPDA methodology, the choice of wavelengths, and a brief description of the implemented software for the simulation of radiation transport for spaceborne lidar sounding is presented. It is shown that multiple scattering can influence the signal power, but differential absorption method eliminates this drawback. Errors in the calculations depending on the underlying surface heights and presence of clouds are given.