

УДК 551.501.42

Лидарные измерения плотности воздуха в средней атмосфере. Часть 1. Моделирование потенциальных возможностей в видимой области спектра

В.Н. Маричев^{1,2}, Д.А. Бочковский^{1*}

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

²Национальный исследовательский Томский государственный университет
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

Поступила в редакцию 8.02.2013 г.

На основе численных расчетов проведен анализ потенциальных возможностей лидарных измерений плотности воздуха в средней атмосфере. Вычисления проводились для лидара с достаточно умеренными техническими характеристиками: передатчик — твердотельный Nd:YAG-лазер с длиной волны излучения 532 нм, энергией импульса 0,8 Дж, частотой посылок 20 Гц; приемная система — главное зеркало радиусом 0,3 и 0,5 м, поле зрения 0,1 и 1 мрад, спектральная ширина светофильтра — 0,5, 1 и 10 нм. Время накопления сигнала 10 мин при пространственном разрешении 1 км. Рассматривались три варианта зондирования: с уровня Земли, с борта самолета (высота полета 10 км) и с сегмента Международной космической станции из космоса с высотой орбиты 414 км.

Ключевые слова: плотность воздуха, средняя атмосфера, лидар; air density, middle atmosphere, lidar.

Введение

Плотность воздуха наряду с температурой, давлением и влажностью является одной из основных метеорологических характеристик атмосферы. В атмосфере она испытывает экспоненциальное убывание с высотой от 1,2–1,3 г/м³ на уровне земли до $5 \cdot 10^{-4}$ г/м³ на высоте 100 км [1]. На всех высотных уровнях средней атмосферы (20–80 км) наблюдается выраженный сезонный ход среднемесячных значений плотности с максимальными значениями летом и минимальными зимой для Северного полушария. Для Южного полушария сезонный ход противоположный [2]. Амплитуда годового колебания плотности воздуха увеличивается с широтой и с высотой. Для 70° с.ш. она имеет следующие осредненные значения на высоте 20 км — 8%, 40 — 24, 60 — 40, 80 км — 50%. Для 40° с.ш. соответствующие оценки составляют: 20 км — 4%, 40 — 10, 60 — 12, 80 км — 16%.

Мы привели некие средние значения изменения плотности воздуха средней атмосферы в зависимости от широты, высоты и времени года согласно модельному представлению CIRA-86 [3]. В реальности плотность воздуха атмосферы за счет воздействия быстродействующих и мелкомасштабных процессов подвержена значительным пространственно-временным колебаниям (включая суточные), и ее истинные зна-

чения будут существенно отличаться от модельных (<http://www.gect.ru/atmosphere/atmosphere.html>).

В большей степени колебания плотности происходят в термосфере. Так, например, летом в дневные часы плотность на высоте 200 км в 20 раз больше, чем зимой ночью (<http://www.newreferat.com/ref-2259-4.html>). Для суточных вариаций отчетливо проявляются колебания плотности ото дня к ночи. Максимум и минимум приходятся примерно на 14–16 и 4–6 ч местного времени. Диапазон колебаний может достигать на высоте 200 км 60–70%, а на высоте 300 км даже более 200%, т.е. плотность может изменяться в 2 раза. Наиболее резкие суточные вариации плотности наблюдаются в низких широтах, вблизи тропиков, экватора (<http://astroera.net/content/view/396/9/>).

Для решения отдельных научных и прикладных задач необходима оперативная информация о реальном высотном распределении плотности атмосферы. Прежде всего она нужна при проведении посадок космических аппаратов (КА), которые, возвращаясь на Землю, врываются в атмосферу со второй космической скоростью. Чтобы погасить эту скорость за счет торможения в атмосфере и осуществить прямой или планирующий спуск, благополучную посадку, надо знать характер колебаний плотности атмосферы. Даже небольшие отклонения на высотах, соответствующих так называемому коридору входа, приводят к значительному изменению расчетных траекторий, а также к сильнейшим перегрузкам, нагреву

* Валерий Николаевич Маричев (marichev@iao.ru);
Дмитрий Андреевич Бочковский (moto@iao.ru).

и даже разрушению корабля (<http://astroera.net/content/view/396/9/>).

Для расчетов движения КА используют единую, так называемую стандартную атмосферу. В России в настоящее время принята и используется стандартная атмосфера (ГОСТ 4401–81), которая устанавливает численные значения основных термодинамических и физических параметров атмосферы на высотах до 200 км (независимо от времени года и суток, а также от географического положения). Однако из-за непредсказуемости поведения профильных величин плотности точность таких расчетов явно не достаточна. Для примера, при каждом полете КА «Зонд» в район Индийского океана направлялись научно-исследовательские суда «Воейков» и «Шокальский», обеспечивающие зондирование атмосферы с помощью высотных ракет незадолго до момента входа КА в плотные слои атмосферы. На борт КА передавались специальные поправки на фактическое состояние атмосферы. Только такие меры позволили успешно осуществить полеты КА (<http://www.walkinspace.ru/blog/2010-12-02-282>).

Проводить измерения плотности атмосферы с помощью запуска ракет, как видно из приведенного примера, – мероприятие разовое и дорогостоящее. Нами для этих целей предлагается рассмотреть альтернативный вариант, а именно: применение лидарных методов и средств зондирования атмосферы. Развитие лидарных технологий привело к их широкому использованию для исследования состава и свойств средней атмосферы. В мировом масштабе лучшая лидарная техника сосредоточена на лидарных обсерваториях сети NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change, <http://www.ndsc.ncep.noaa.gov/>). Более чем на 20 станциях этой сети проводятся регулярные наблюдения стратосферного и тропосферного озона, температуры, аэрозоля и стратосферных облаков [4, 5]. В России подобные лидарные исследования выполняются на лидарных станциях институтов РАН в Томске, Якутске, Петропавловске-Камчатском и Владивостоке. На них также наблюдаются озон, температура и аэрозоль в стратосфере и мезосфере [6–18]. Однако ни за рубежом, ни в России нет целенаправленных и систематических исследований особенностей изменения плотности атмосферы. Целью настоящей работы является проведение на первом этапе оценки потенциальных возможностей лидарных измерений плотности воздуха в средней и верхней атмосфере при зондировании с земли, самолета и космического аппарата.

1. Зондирование с уровня Земли

1.1. Лидарный сигнал и шумовые компоненты

Величина лидарного сигнала описывается уравнением лазерного зондирования, которое в приближении однократного упругого рассеяния света и при приеме излучения в режиме счета фотонов имеет следующий вид:

$$N_{\text{л}}(H, \Delta H) = \eta \frac{E_0}{h\nu} T_{\text{пт}} \frac{A \Delta H}{H^2} \times T_{\text{м}}^2(H) T_{\text{а}}^2(H) [\beta_{\text{мл}}(H) + \beta_{\text{ал}}(H)], \quad (1)$$

где $N_{\text{л}}(H, \Delta H)$ – число фотонов, принимаемых с высоты H в интервале ΔH ; E_0 – энергия излучаемого лазерного импульса; $h\nu$ – энергия одного фотона на длине волны лазера; η – квантовая эффективность фотоприемника; $T_{\text{пт}}$ – пропускание приемопередающего оптического тракта лидара; A – площадь приемной апертуры лидара; $T_{\text{м}}^2(H)$, $T_{\text{а}}^2(H)$ – пропускание излучения слоем атмосферы (молекулярное и аэрозольное рассеяние) до зондирующего объема на расстоянии H и назад; $\beta_{\text{мл}}(H)$, $\beta_{\text{ал}}(H)$ – коэффициенты обратного молекулярного и аэрозольного рассеяния лазерного излучения.

В случае, когда на трассе зондирования отсутствует аэрозоль, что характерно для высот более 20–30 км, лидарный сигнал будет пропорционален величине обратного молекулярного рассеяния, а следовательно и плотности воздуха. Таким образом, в чистой молекулярной атмосфере непосредственно по лидарным сигналам можно отслеживать изменения плотности атмосферы на разных высотах.

На выходе фотоприемника формируется сигнал, который кроме лидарного сигнала содержит шумовые компоненты $N_{\text{ф}}$ и $N_{\text{т}}$, возникающие за счет фоновых засветок и собственных темновых шумов:

$$N_{\Sigma}(H, \Delta H) = N_{\text{л}}(H, \Delta H) + N_{\text{ф}} + N_{\text{т}}. \quad (2)$$

Здесь

$$N_{\text{ф}} = T_{\text{п.с}} \frac{B_z}{h\nu} A \Omega \Delta \lambda \frac{2 \Delta H}{c}, \quad (3)$$

$T_{\text{п.с}}$ – пропускание приемной системы; B_z – яркость неба в зените; Ω – телесный угол поля зрения приемной системы лидара; $\Delta \lambda$ – спектральная ширина светофильтра; c – скорость света;

$$N_{\text{т}} = \frac{2 \Delta H}{c} f_{\text{т}}, \quad (4)$$

$f_{\text{т}}$ – скорость выхода темновых фотоимпульсов.

При проведении серийных наблюдений суммарный сигнал с фотоприемника запишется как

$$N_{\Sigma}(H, \Delta H, \Delta t) = [N_{\text{л}}(H, \Delta H) + N_{\text{ф}} + N_{\text{т}}] f \Delta t, \quad (5)$$

где Δt – время измерения; f – частота посылки лазерных импульсов.

1.2. Формулы для расчета плотности и стандартного отклонения

При условии зондирования атмосферы, начиная с высот 20 км и более, плотность атмосферы ρ связана с молекулярным коэффициентом обратного рассеяния и лидарным сигналом определенными константами:

$$\rho(H) = \text{const}_1 \beta_{\text{мл}}(H) = \text{const}_2 \frac{N_{\text{л}}(H)}{H^2}. \quad (6)$$

В данном случае предполагается, что пропускание слоя атмосферы выше 20 км равно 1, а все ослабление излучения происходит ниже уровня 20 км и $T_m^2(H)$, $T_a^2(H)$ являются константами и входят в const_2 . Значение const_2 может быть определено при калибровке на определенной высоте, для которой известна величина плотности. Тогда профиль плотности атмосферы

$$\rho(H) = \frac{N_{\text{л}}(H)H^2}{N_{\text{л}}(H_k)H_k^2} \rho(H_k), \quad (7)$$

где H_k – высота калибровки.

Среднеквадратическая ошибка измерений определяется статистикой Пуассона, свойственной для лидарных сигналов, и будет равна

$$\frac{\delta\rho(H)}{\rho} = \left\{ \frac{N_{\text{л}}(H_k) + N_{\text{ф}} + N_{\text{т}}}{[N_{\text{л}}(H_k)]^2} + \frac{N_{\text{л}}(H) + N_{\text{ф}} + N_{\text{т}}}{[N_{\text{л}}(H)]^2} \right\}^{1/2}. \quad (8)$$

1.3. Исходные данные

Расчеты лидарных сигналов проводились для двух апертур диаметрами 0,3 и 0,5 м и для излучения на длине волны 532 нм в интервале высот 20–100 км при следующих входных параметрах: $\eta = 0,1$, $E_0 = 0,8$ Дж, $h\nu = 3,736 \cdot 10^{-19}$ Дж, $T_{\text{шт}} = 0,2$, $T_m^2(H)T_a^2(H) = 0,34$, $\Delta H = 1$ км, $f = 20$ Гц, $\Delta t = 600$ с.

Обратный коэффициент молекулярного рассеяния вычислялся через объемный коэффициент рэлеевского рассеяния β_g по формуле $\beta_{\text{мл}} = \frac{1,5\beta_g}{4\pi}$. Вертикальное распределение β_g бралось из модели [19].

Значение фонового сигнала рассчитывалось для $T_{\text{п.с}} = 0,3$ при трех значениях ширины интерференционного фильтра и двух значениях поля зрения приемного телескопа: $\Delta\lambda_1 = 0,5$, $\Delta\lambda_2 = 1$, $\Delta\lambda_3 = 10$ нм; $\gamma_1 = 1$, $\gamma_2 = 0,1$ мрад.

Рассматривались пять разных значений яркости неба (дневные и сумеречные), взятых из [20], и одно – для ночного времени: $B_{z_1} = 10^{-2}$, $B_{z_2} = 10^{-3}$, $B_{z_3} = 10^{-4}$, $B_{z_4} = 10^{-4}$, $B_{z_5} = 10^{-5}$, $B_{z_6} = 0$, $B_{z_1} \div B_{z_6}$ [Вт · см⁻² · ср · мкм⁻¹].

При расчете темновой компоненты шума скорость выхода темновых фотоимпульсов задавалась величиной $f_t = 50$ имп/с. Наконец, калибровка проводилась на высоте 20 км, где значение плотности атмосферы по модели [11] равнялось 8,7 г/м³.

2. Результаты расчета

2.1. Зондирование с уровня Земли

Результаты расчета среднеквадратического отклонения лидарных измерений плотности атмосферы с уровня Земли приведены на рис. 1, 2.

На рис. 1 для зеркала радиусом 0,3 м и разных полей зрения показаны погрешности измерений с шириной светофильтров 10, 1 и 0,5 нм. Видно, что при поле зрения 1 мрад (рис. 1, а–в) при дневных условиях измерение плотности атмосферы с приемлемой точностью 10% можно проводить до высот 35–42 км в зависимости от ширины светофильтров. Для сумеречных условий потолок увеличивается до высот 55–60 км и ночью может достигать более 70 км.

Точностные характеристики значительно улучшаются при более узком поле зрения 0,1 мрад (рис. 1, г–е), которое, в силу сложности его реализации в приемопередатчике лидара, следует считать предельным. Днем уровень 10%-й погрешности отмечается на высотах 50–57, в сумерках – 55–70 и ночью до высот 80 км.

На рис. 2 аналогичные графики приведены для диаметра зеркала 1 м. При поле зрения 1 мрад измерения плотности атмосферы на уровне 10% можно проводить до высот 40–45, в сумерках – от 45 до 60 и ночью до 75–80 км. Для поля зрения 0,1 мрад соответствующие показатели следующие: день – 50–60, сумерки – 60–70, ночь – 70–80 км.

2.2. Зондирование с борта самолета

Зондирование с борта самолета предполагалось на высоте 10 км в направлении в зенит. По сравнению с зондированием с уровня Земли зондирование с самолета приводит к сокращению величины фоновых засветок примерно в 4 раза и к ослаблению сигнала в 3 раза за счет исключения двойного прохождения лучом слоя атмосферы 0–10 км. Указанные обстоятельства свидетельствуют о преимуществах самолетных измерений.

Результаты расчета, выполненные для тех же параметров лидара, что и при измерениях с уровня Земли, приведены на рис. 3, 4.

На рис. 3 показаны погрешности измерений с зеркалом радиусом 0,3 м. Потолок зондирования на уровне 10%-й погрешности для дневных условий возрос до 40–50, для сумеречных до 50–60 и ночью до 55–70 км при измерениях на светофильтрах со спектральными ширинами 10 и 0,5 нм и полем зрения 1 мрад. Соответствующие показатели составили 55–65, 60–70 и 70–80 км для поля зрения 0,1 мрад. При приеме сигналов зеркалом диаметром 0,5 м (рис. 4) высота зондирования с 10%-м уровнем погрешности увеличилась, но не существенно.

При увеличении радиуса зеркала до 0,5 м с полем зрения 1 мрад эта высота возросла примерно на 5 км. Предельные точностные характеристики измерений достигаются при наиболее узком поле зрения 0,1 мрад. Днем при стандартном отклонении 10% доступны высоты до 65, в сумерки – до 75 и ночью – до 85 км.

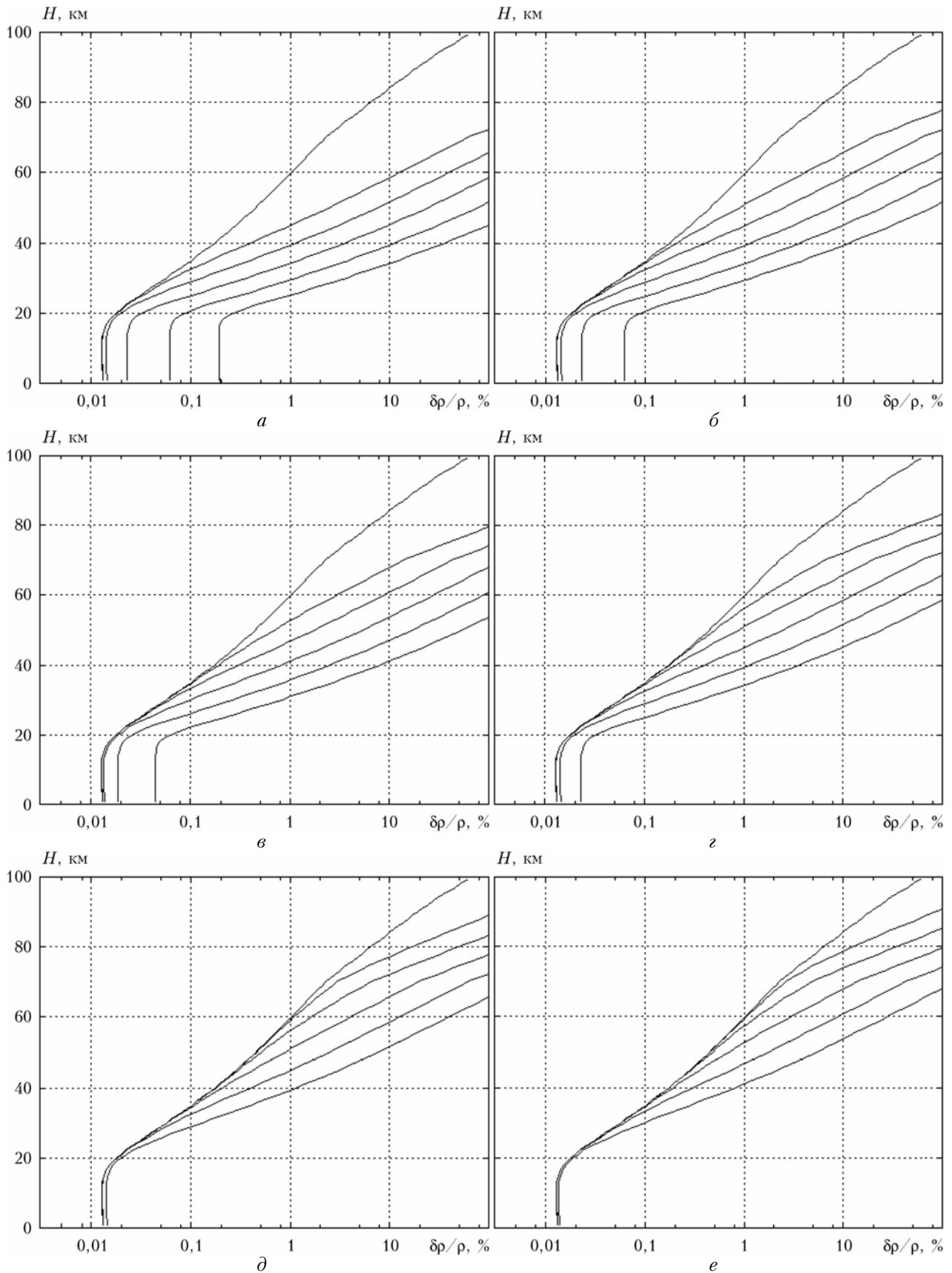


Рис. 1. Стандартное отклонение измерений плотности атмосферы с приемной апертурой радиусом 0,3 м для поля зрения 1 (*a–в*), 0,1 мрад (*г–е*). Кривые снизу вверх идут от значений яркости B_{z_1} до B_{z_6} . Ширина светофильтров приведена в последовательности 10, 1 и 0,5 нм

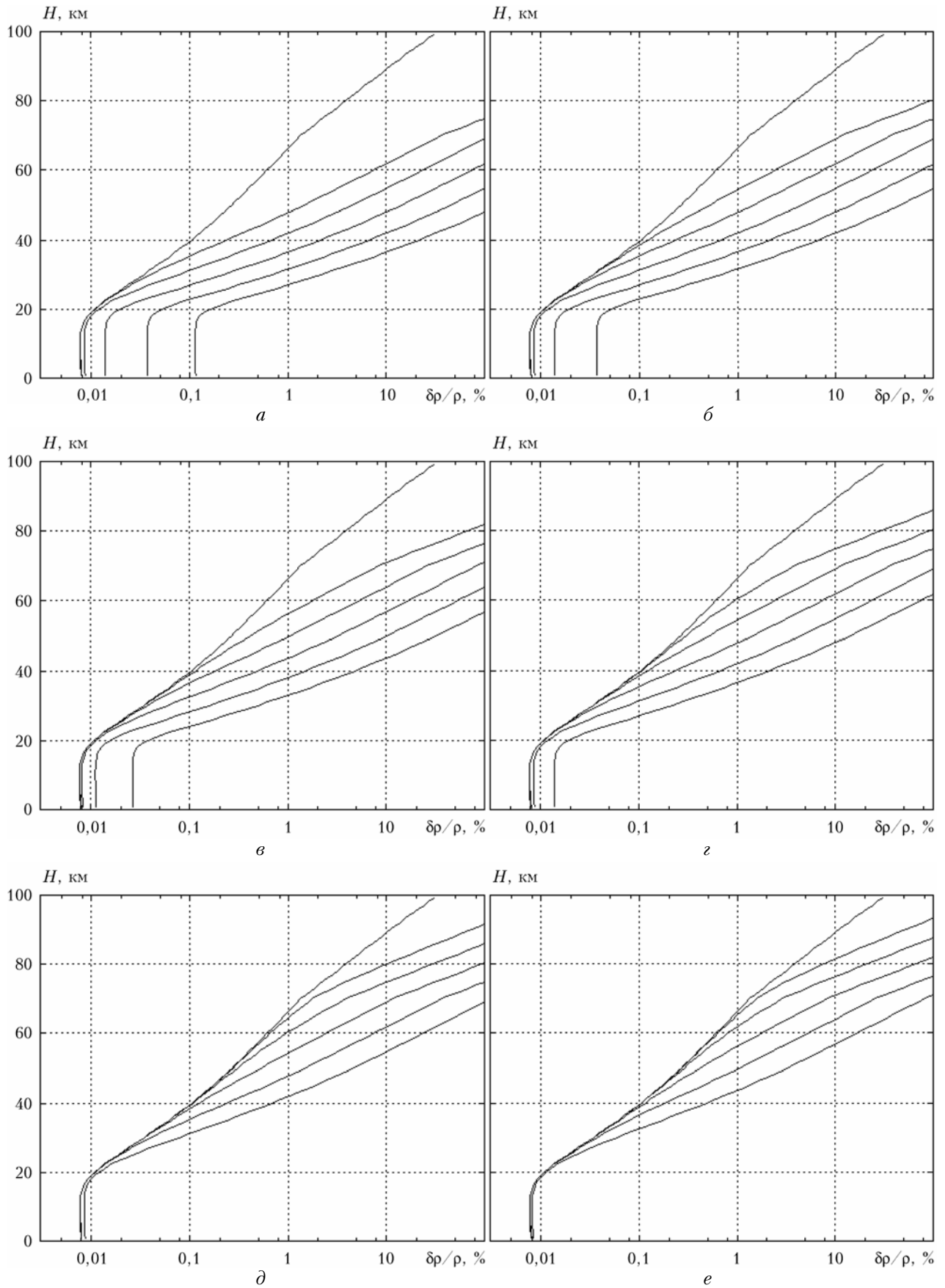


Рис. 2. То же, что и на рис. 1, для приемной апертуры радиусом 0,5 м

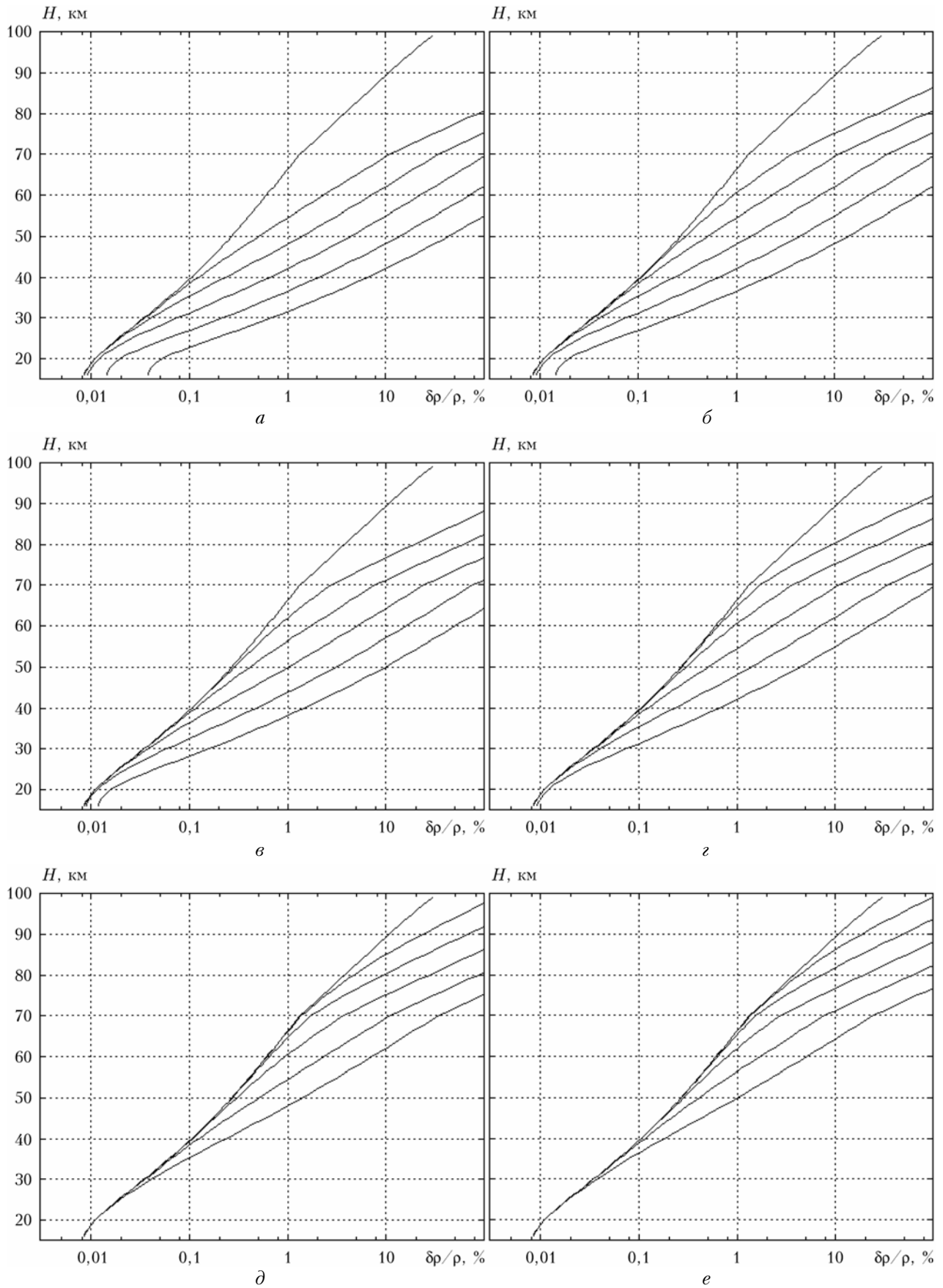


Рис. 3. То же, что и на рис. 1, для варианта зондирования с борта самолета

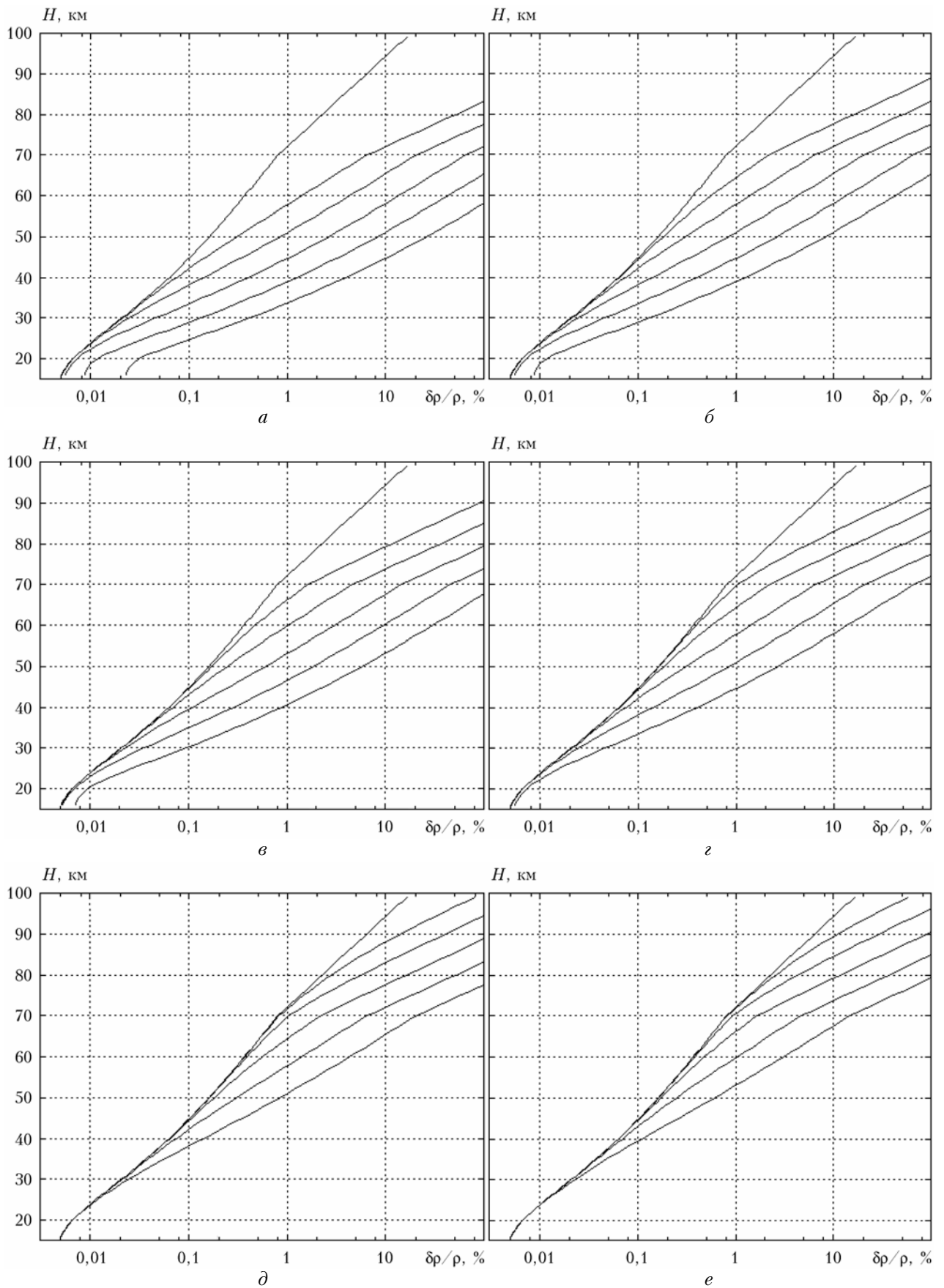


Рис. 4. То же, что и на рис. 2, для варианта зондирования с борта самолета
Лидарные измерения плотности воздуха в средней атмосфере. Часть 1...

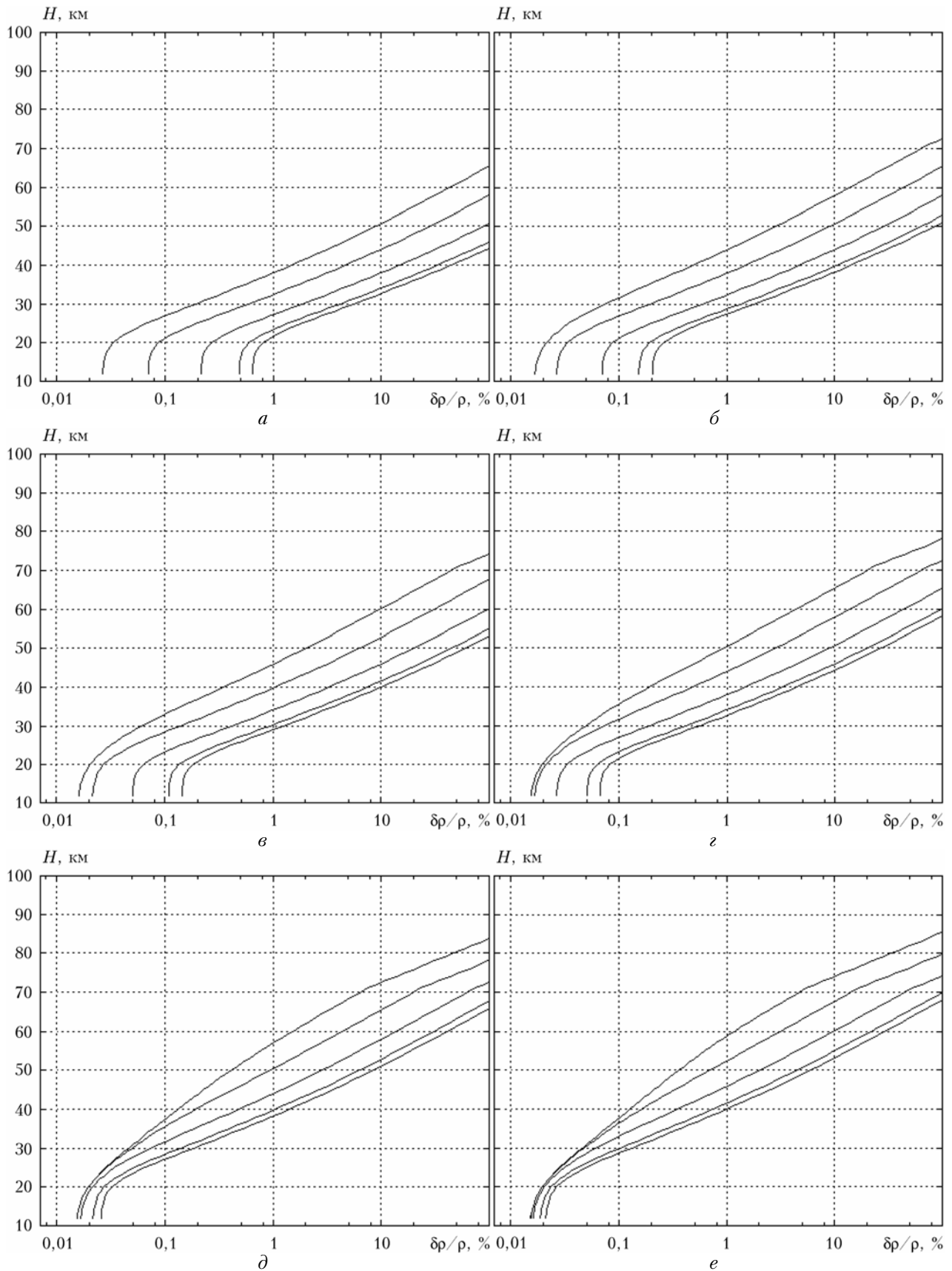


Рис. 5. Стандартное отклонение измерений плотности атмосферы для варианта зондирования с сегмента МКС. Приемная апертура радиусом 0,3 м для поля зрения 1 (*a–e*), 0,1 мрад (*z–e*). Кривые снизу вверх идут от больших значений альbedo к меньшим (0,9–0,001)

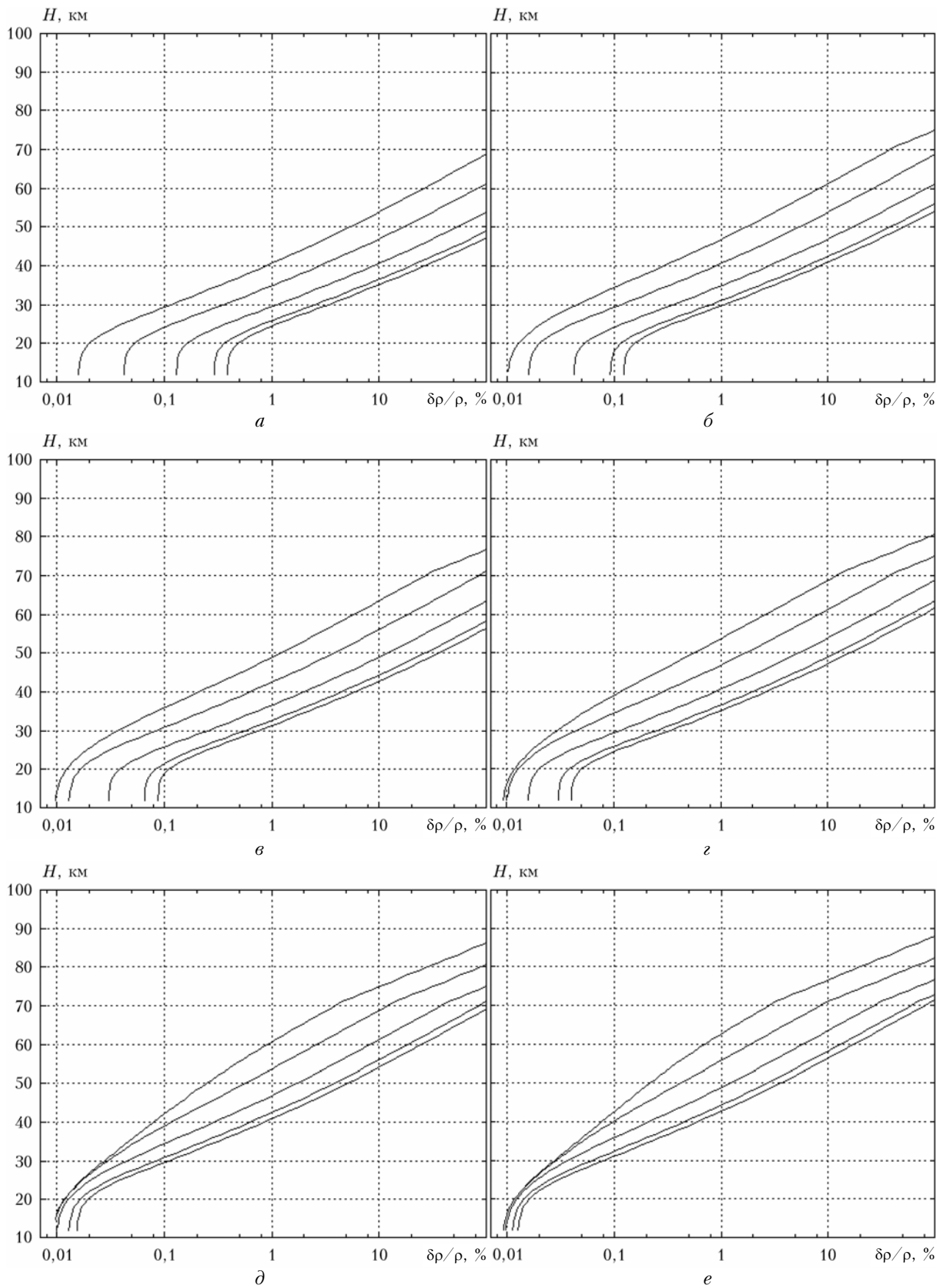


Рис. 6. То же, что и на рис. 5, для приемной апертуры радиусом 0,5 м

3. Зондирование с борта космического аппарата

Данный вариант предполагает измерения плотности атмосферы лидаром, установленным на сегменте Международной космической станции (МКС) с высотой орбиты вращения $H_{ор} = 414$ км. Преимуществом зондирования из космоса является увеличение сигнала пропорционально плотности воздуха по экспоненциальной зависимости по мере его вхождения в атмосферу, а недостатком — большое расстояние, квадрат которого приводит к значительному уменьшению лидарного сигнала.

Расчет лидарного сигнала проводился по выражению (1), где высота H заменялась на текущее значение $H_{ор} - H$, а шум от фоновой засветки по формуле

$$N_{ф} = T_{п.с} \frac{E S_{п.а}}{H_{ор}^2 h\nu} \frac{2\Delta H}{c} T(H_{ор} - H) A_3, \quad (9)$$

где E — освещенность подстилающей поверхности; $S_{п.а}$ — площадь пятна на поверхности, выделяемой полем зрения приемной системой лидара; $T(H_{ор} - H)$ — прозрачность слоя $H_{ор} - H$; A_3 — альbedo подстилающей поверхности.

Согласно работе [21] освещенность поверхности в дневное время задавалась величиной $E = 1,2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{нм}^{-1}$. Для альbedo вводились значения 0,1, 0,5 и 0,9, а также 0,001 и 0,01, имитирующие измерения в ночное время.

На рис. 5 приведены точностные характеристики измерений космическим лидаром с радиусом приемного зеркала 0,3 м.

Видно, что они значительно хуже по сравнению с наземным и самолетным зондированием, но их разброс между наблюдениями днем и ночью существенно сократился, примерно до интервала 10 км. В зависимости от спектральной ширины светофильтра при поле зрения 1 мрад наблюдения с погрешностью 10% днем можно проводить до высот 33–40, ночью — до 45–55 км. Для поля зрения 0,1 мрад (рис. 6) эти показатели заметно улучшаются и охватывают диапазоны высот 45–55 и 57–67 км.

Заключение

Из анализа потенциальных возможностей лидарных измерений плотности атмосферы на основе результатов расчета выявлено очевидное преимущество зондирования с борта самолета. Оно достигается исключением двойного прохождения луча в наиболее сильно рассеивающем нижнем слое 0–10 км, квадрат прозрачности которого составляет около 0,1, и уменьшением фоновых засветок в 4 раза. Показано, что при достаточно умеренных параметрах лидара с приемной апертурой радиуса 0,3–0,5, Nd:YAG-лазера с энергией импульса 0,8 Дж на длине волны 532 нм, частотой посылок 20 Гц, при реальных полях зрения приемной системы 0,1–1 мрад, спектральных ширинах светофильтров 0,5–10 нм и небольшим временем накопления сигнала 10 мин на

уровне стандартного отклонения 10% для самолетного варианта достижимы высоты: 40–65 км днем, 50–70 в сумерках, 55–80 ночью. При наблюдениях из космоса за счет большого удаления КА от объекта зондирования подобные показатели самые низкие: 33–55 км днем, 45–67 ночью. При наземных измерениях диапазоны достижимых высот занимают промежуточное положение.

Авторы выражают благодарность Г.Г. Матвиенко за постановку задачи.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта СО РАН № 106, гранта РФФИ № 10-05-00907а, а также Минобрнауки РФ (ГК № 14.518.11.7053, соглашение № 14.B37.21.0612, № 8510).

1. McClathrey R.A., Fenn F.W., Selby J.E., Volz F.E., Garing J.S. Optical Properties of the Atmosphere // Environ. Res. Papers AFCRL-71-0279. N 354. 1971. 85 p.
2. Атмосфера: Справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
3. Rees D., Barnett J.J., Labitske K. COSPAR International Reference Atmosphere: 1986, Part II, Middle Atmosphere Models // Adv. Space Res. 1990. V. 10, N 12.
4. Angot G., Kecskhut Ph., Hauchecorne A., Claud Ch. Contribution of stratospheric warmings to temperature trends in the middle atmosphere from the lidar series obtained at Haute-Provence Observatory (44° N) // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. D21102.
5. Zann U., Cossart G., Fiedler J., Fricke K.H., Nelke G., Baumgarten G., Röss D., Hauchecorn A., Adolfsen K. The ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar objectives, configuration, and performance // Ann. Geophys. 2000. V. 18. P. 815–833.
6. Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В., Самохвалов И.В., Насонов С.В., Животенко И.В., Ельников А.В., Назаров Е.В., Плюснин И.И., Шиханцов А.М. Следы извержения вулкана Эйяфьятлайокудль по данным лидарных наблюдений в Томске и Сургуте // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 10. С. 872–879.
7. Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В. Лидарные наблюдения аэрозольных возмущений стратосферы над Томском (56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) в период вулканической активности 2006–2010 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 12. С. 1031–1040.
8. Балин Ю.С., Тихомиров А.А. История создания и работы в составе орбитальной станции «Мир» первого российского космического лидара БАЛКАН // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 12. С. 1078–1087.
9. Маричев В.Н. Лидарные исследования проявления стратосферных потеплений над Томском в 2008–2010 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 5. С. 386–391.
10. Черемисин А.А., Маричев В.Н., Новиков П.В. Лидарные наблюдения за содержанием вулканического аэрозоля в атмосфере над Томском // Метеорол. и гидрол. 2011. № 9. С. 46–56.
11. Бычков В.В., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Маричев В.Н., Новиков П.В., Черемисин А.А. Учет импульсов последствия ФЭУ в лидарных сигналах средней атмосферы Камчатки // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 2. С. 107–113.
12. Маричев В.Н., Самохвалов И.В. Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в стратосфере Западной Сибири в 2008–2010 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 3. С. 224–231.
13. Маричев В.Н. Исследование особенностей проявления зимних стратосферных потеплений над Томском по дан-

- ным лидарных измерений температуры в 2010–2011 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 12. С. 1041–1046.
14. Бычков В.В., Пережогин А.С., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Маричев В.Н., Матвиенко Г.Г., Белов А.С., Черемисин А.А. Лидарные наблюдения появления аэрозолей в средней атмосфере Камчатки в 2007–2011 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 1. С. 87–93.
 15. Бычков В.В., Шевцов Б.М., Маричев В.Н. Некоторые среднестатистические характеристики появления аэрозольного рассеяния в средней атмосфере Камчатки // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 8. С. 868–870.
 16. Маричев В.Н. Исследование изменчивости вертикальной структуры фонового аэрозоля в стратосфере над Томском на основе лидарных наблюдений в 2010–2011 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 11. С. 976–984.
 17. Маричев В.Н., Матвиенко Г.Г., Лисенко А.А., Илюшик В.Ю., Куликов Ю.Ю., Красильников А.А., Рыскин В.Г., Бычков В.В. Первые результаты комплексного эксперимента по зондированию средней атмосферы в оптическом и миллиметровом диапазонах волн (над Томском) // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 12. С. 1091–1095.
 18. Павлов А.Н., Столярчук С.Ю., Шмирко К.А., Букин О.А. Лидарные исследования изменчивости вертикального распределения озона под влиянием процессов стратосферно-тропосферного обмена в Дальневосточном регионе // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 9. С. 788–795.
 19. Итолитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. Оптико-метеорологическая модель атмосферы для моделирования лидарных измерений и расчета распространения радиации // Спектриметрические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1985. С. 4–44.
 20. Кушпиль В.И. Яркость дневного безоблачного неба: экспериментальные данные. М.: Изд-во ГОИ, 1971. 164 с.
 21. Djeff D. A Clear-Sky Spectral Solar Radiation Model for Snow-Covered Mountainous Terrain // Water Resources Res. 1980. V. 16, N 4. P. 709–718.

V.N. Marichev, D.A. Bochkovsky. Lidar measurements of air density in the middle atmosphere. Part 1. Modeling of the potential capabilities in the visible spectral range.

In the present paper, the potential capabilities of lidar measurements of the atmospheric density in the middle atmosphere are analyzed. Calculations are performed for a lidar with quite moderate specifications: transmitter comprising a solid Nd:YAG-laser with a wavelength of 532 nm, pulse energy of 0.8 J, and repetition frequency of 20 Hz; and receiving system comprising primary mirrors with radii of 0.3 and 0.5 m, field-of-view angles of 0.1 and 1 mrad, and spectral widths of the filter of 0.5, 1, and 10 nm. The signal acquisition time is 10 min for spatial resolution of 1 km. Three sensing options are analyzed: from the ground level, from an aircraft (at 10-km flight altitude), and from an ISS with orbit altitude of 414 km.