

В.А. Банах, Х. Вернер, Ф. Копп, И.Н. Смалихо

ВЛИЯНИЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ НА ТОЧНОСТЬ ДОПЛЕРОВСКИХ ЛИДАРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СКОРОСТИ ВЕТРА

Проведен теоретический анализ относительной ошибки ϵ_{xy} измерений средней скорости ветра доплеровским непрерывным сканирующим лидаром с учетом как временного и пространственного усреднения флуктуаций скорости, так и зависимости величины этой ошибки от турбулентного состояния пограничного слоя атмосферы во время измерений. Полученные результаты апробированы в экспериментах с лидаром Института оптоэлектроники (г. Оберпфaffenхофен, Германия). Экспериментальные данные находятся в удовлетворительном согласии с теоретическими.

Показано, что в случае устойчивой стратификации измерения средней скорости ветра на высотах $h > 150\div 200$ м являются репрезентативными ($\epsilon_{xy} \leq 10\%$) уже при одном сканировании. В приземном слое атмосферы ($h = 60$ м) в случае нейтральной стратификации для достижения величины ошибки $\epsilon_{xy} < 10\div 12\%$ измерения должны проводиться при $N = 5$.

Введение

Одним из основных источников ошибок измерений средней скорости ветра с помощью доплеровского лидара в пограничном слое атмосферы является турбулентность воздуха. Как известно, в атмосфере, особенно в ее нижних слоях, скорость воздушного потока изменяется случайным образом в пространстве и во времени. Разность между полностью усредненной по потоку величиной скорости ветра и скоростью, измеряемой в течение конечного промежутка времени в ограниченном объеме, как это происходит при лидарном зондировании, может интерпретироваться как случайная ошибка определения средней скорости. В зависимости от величины этой ошибки можно судить о репрезентативности лидарных измерений средней скорости ветра. Варьирование размеров объема зондирования и времени, в течение которого осуществляются измерения, позволяют, в принципе, добиться усреднения случайных ошибок до приемлемых значений. Таким образом, репрезентативность лидарных измерений скорости ветра зависит от способа временного и пространственного усреднения флуктуаций рассеянного сигнала. При этом надо иметь в виду, что степень усреднения в значительной мере зависит от интенсивности турбулентного перемешивания и характерных размеров турбулентных вихрей, что, в свою очередь, определяется такими внешними параметрами атмосферного пограничного слоя, как параметр шероховатости, вертикальный турбулентный поток тепла и т. п.

В настоящей статье представлены результаты теоретического и экспериментального исследования репрезентативности измерений средней скорости ветра с помощью непрерывного доплеровского когерентного лидара, использующего технику конического сканирования [1], в пограничном слое атмосферы при различных турбулентных условиях.

Расчет ошибки измерений

Техника конического сканирования лазерного пучка вокруг вертикальной оси z (рис. 1) позволяет найти компоненты вектора скорости ветра. Действительно, в случае однородного потока измеряемая по доплеровскому сдвигу частоты f_D принимаемого сигнала лидара скорость

$$V_D = (\lambda/2) f_D \quad (1)$$

совпадает с радиальной компонентой V_r вектора скорости \mathbf{V} ($V_D = V_r$). Радиальная скорость V_r связана с компонентами V_z , V_x и V_y вектора \mathbf{V} соотношением

$$V_r = V_z \sin \varphi + V_x \cos \varphi \cos \theta + V_y \cos \varphi \sin \theta, \quad (2)$$

где θ – азимутный угол; φ – угол наклона образующей конуса сканирования к горизонту. Когда компоненты V_z, V_x, V_y вектора скорости являются постоянными, зависимость V_r (а следовательно, и V_D) от угла θ носит синусоидальный характер и указанные компоненты могут быть легко определены из этой синусоидальной зависимости.

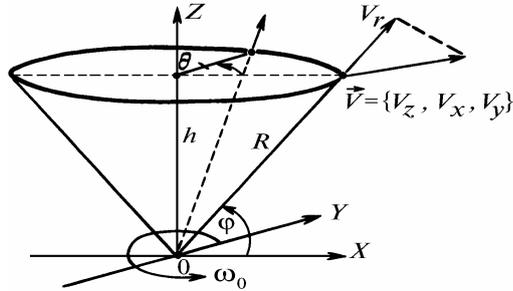


Рис. 1. Схема геометрии лидара с коническим сканированием

В реальной атмосфере из-за турбулентности скорость ветра \mathbf{V} является случайной функцией координат $\mathbf{r} = \{z, x, y\}$ и времени t . И тогда информация о компонентах вектора скорости ветра может быть получена путем подгонки измеряемой зависимости V_D от θ к синусоидальной методом наименьших квадратов [1–4]:

$$V_{Lz} = \frac{1}{\sin \varphi} \frac{1}{T} \int_0^T dt V_D(t); \quad V_{Lx} = \frac{1}{\cos \varphi} \frac{2}{T} \int_0^T dt V_D(t) \cos \omega_0 t; \quad V_{Ly} = \frac{1}{\cos \varphi} \frac{2}{T} \int_0^T dt V_D(t) \sin \omega_0 t, \quad (3)$$

где V_{Lz}, V_{Lx} и V_{Ly} представляют собой компоненты скорости ветра, полученные из лидарных измерений; $T = 2\pi N/\omega_0$ – время измерений; N – число и ω_0 – скорость вращений лазерного пучка вокруг вертикальной оси. Как было отмечено, скорость $V_D(t)$ определяется по доплеровскому сдвигу частоты $f_D(t)$, значение которой находится по положению центра тяжести распределения спектра мощности лидарного сигнала и зависит от характеристик среды, геометрии распространения, параметров приемопередатчика и от статистических свойств самой измеряемой субстанции – скорости ветра [5]:

где

$$\hat{f}_D(t) = \frac{2}{\lambda} \int_0^\infty dz' V_r(z', 0, t) Q_s(z', t), \quad (4)$$

$$Q_s(z', t) = \frac{\frac{\sigma_i B_\pi \rho_c(z', t)}{g^2(z')} \exp \left[-2 \int_0^{z'} dz'' \sigma_i \rho_c(z'', t) \right]}{\int_0^\infty dz' \frac{\sigma_i B_\pi \rho_c(z', t)}{g^2(z')} \exp \left[-2 \int_0^{z'} dz'' \sigma_i \rho_c(z'', t) \right]} \quad (5)$$

– функция, характеризующая геометрию объема зондирования и его рассеивающие свойства; σ_i – полное сечение рассеяния; B_π – индикатриса; ρ_c – концентрация рассеивающих частиц; a_0 и $a_0 g(z') = q \{ [1 - (z'/R)]^2 + z'^2 / (k a_0^2)^2 \}^{1/2}$ – соответственно начальный (в плоскости $z' = 0$) и дифракционный радиусы гауссова пучка; R – радиус кривизны исходного фазового фронта пучка; $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число.

Максимальный вклад в доплеровский сдвиг частоты осуществляют частицы, движущиеся со скоростями $V_r(z')$ в окрестности точки $z' = z_m$, где функция $Q_s(z')$ имеет максимум. Так что эффективная длина объема зондирования может быть определена как

$$\Delta z = \int_0^{\infty} dz' Q_s(z') / Q_s(z_m).$$

Будем считать, что турбулентность атмосферы стационарна и горизонтально однородна, а вектор средней скорости ветра на высоте h направлен вдоль оси x декартовой системы координат:

$$\langle \mathbf{V} \rangle = \{0, U(h), 0\}, \quad (6)$$

где U – средняя скорость ветра. Тогда, в соответствии с (1) – (6) будем иметь

$$\langle V_{Lz} \rangle \approx \langle V_{Ly} \rangle \approx 0, \quad \langle V_{Lx} \rangle \approx U(h), \quad (7)$$

и относительная ошибка лидарных измерений средней скорости ветра может быть определена как

$$\varepsilon_{xy} = \sqrt{\langle (V_{xy} - U)^2 \rangle} / U, \quad (8)$$

где через $V_{xy} = \sqrt{V_{Lx}^2 + V_{Ly}^2}$ обозначена измеряемая величина горизонтальной компоненты скорости ветра. Предполагая, что $|V_{Lx} - U|, |V_{Ly}| \ll U$, из (3), (1), (4), (8) находим

$$\varepsilon_{xy} = \frac{2}{\cos \varphi UT} \sqrt{\int_0^T \int_0^T dt' dt'' F(t', t'') \cos \omega_0 t' \cos \omega_0 t''}, \quad (9)$$

где

$$F(t', t'') = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} dz' dz'' Q_s(z') Q_s(z'') K_r(z', z'', t', t'');$$

$$K_r(z', z'', t', t'') = \langle [V_r(\mathbf{r}(z', t'), t') - \langle V_r(\mathbf{r}(z', t'), t') \rangle] [V_r(\mathbf{r}(z'', t''), t'') - \langle V_r(\mathbf{r}(z'', t''), t'') \rangle] \rangle \quad (10)$$

– пространственно-временная корреляционная функция радиальной компоненты скорости ветра; $\mathbf{r}(z', t') = \{z' \sin \varphi, z' \cos \varphi \cos \omega_0 t', z' \cos \varphi \sin \omega_0 t'\}$.

После подстановки (2) в (10) и применения гипотезы замороженной турбулентности Тейлора [6, 7] получаем

$$K_r(z', z'', t', t'') = \cos^2 \varphi [K_{xx}(\mathbf{p}) \cos \omega_0 t' \cos \omega_0 t'' + K_{yy}(\mathbf{p}) \sin \omega_0 t' \sin \omega_0 t'' + K_{xy}(\mathbf{p}) (\cos \omega_0 t' \sin \omega_0 t'' + \sin \omega_0 t' \cos \omega_0 t'')] + \sin \varphi \cos \varphi [K_{xz}(\mathbf{p}) (\cos \omega_0 t' + \cos \omega_0 t'') + K_{yz}(\mathbf{p}) (\sin \omega_0 t' + \sin \omega_0 t'')] + \sin^2 \varphi K_{zz}(\mathbf{p}), \quad (11)$$

где $\mathbf{p} = \mathbf{r}(z', t') - \mathbf{r}(z'', t'') + \langle \mathbf{V} \rangle (t' - t'')$.

$$K_{lk}(\mathbf{p}) = \langle [V_l(\mathbf{r} + \mathbf{p}, 0) - \langle V_l \rangle] [V_k(\mathbf{r}, 0) - \langle V_k \rangle] \rangle \quad (12)$$

– пространственный корреляционный тензор флуктуаций скорости ветра, $l, k = z, x, y$.

Для упрощения анализа в дальнейшем будем полагать, что анизотропия флуктуаций скорости ветра на величине ошибки ε_{xy} сказывается незначительно [7]. В этом случае корреляционный тензор выражается следующим образом:

$$K_{lk}(\mathbf{p}) = K_u(p) \delta_{lk} + [p dK_u(p)/dp] [\delta_{lk} - (p_l p_k / p^2)] / 2, \quad (13)$$

где через $K_u(p)$ обозначена функция продольной пространственной корреляции скорости ветра $\delta_{ll} = 1; \delta_{l \neq k} = 0; p = |\mathbf{p}|$.

Таким образом, чтобы рассчитать ошибку измерений ε_{xy} , необходимо знать функцию $K_u(p)$. Одной из наиболее распространенных среди известных моделей $K_u(p)$ является экспоненциальная:

$$K_u(p) = \sigma_u^2 \exp(-p/l_u), \quad (14)$$

где σ_u^2 – дисперсия флуктуаций и $l_u = \int_0^\infty dp K_u(p) / \sigma_u^2$ – интегральный масштаб корреляции продольной компоненты скорости ветра. Использование кармановской модели пространственного спектра турбулентности

$$S_u(\eta) = 0,637 \sigma_u^2 l_u / (1 + 1,8 l_u^2 \eta^2)^{5/6} \quad (15)$$

позволяет получить соотношение, связывающее параметры σ_u^2 и l_u функции $K_u(p)$ со скоростью диссипации кинетической энергии турбулентности ε_T . Действительно, в области высоких пространственных частот ($\eta \gg 1/l_u$) уравнение (15) дает

$$S_u(\eta) = 0,394 \sigma_u^2 l_u^{2/3} \eta^{-5/3}. \quad (16)$$

В инерционном интервале спектр турбулентности представляется в виде [6, 7]

$$S_u(\eta) = C_k \varepsilon_T^{2/3} \eta^{-5/3}, \quad (17)$$

где C_k – колмогоровская постоянная, принимающая значения, по данным [7], между 0,33 и 0,5. Из (16), (17) следует, что

$$l_u = (0,394/C_k)^{3/2} (\sigma_u^3/\varepsilon_T). \quad (18)$$

В пограничном слое атмосферы величины U , σ_u^2 , l_u и ε_T зависят, главным образом, от двух динамических параметров – шероховатости z_0 и скорости геострофического ветра $G = |\Delta P| / (f \rho_0)$, где ΔP – горизонтальный градиент давления; ρ_0 – плотность воздуха; f – параметр Кориолиса, и одного термического параметра – вертикального турбулентного потока тепла $H = C_p \rho_0 K_T (\gamma - \gamma_a)$, где C_p – теплоемкость воздуха, K_T – коэффициент турбулентного обмена; $\gamma = -dT_0/dz$ – вертикальный градиент средней температуры T_0 ; γ_a – адиабатический градиент [6–9]. В приземном слое ($h < 20$ – 100 м) турбулентный поток остается постоянным, но далее H изменяется с высотой из-за суточных вариаций радиационного режима нагрева земной поверхности и воздуха [9]. Для характеристики термической стратификации в пограничном слое атмосферы обычно применяется масштаб Монино–Обухова [7]:

$$L = -u_*^3 / (g_0 \kappa H / T_0 \rho_0 C_p), \quad (19)$$

где $\kappa \approx 0,4$ – постоянная Кармана; g_0 – ускорение свободного падения; u_* – скорость трения. Уравнение для средней скорости ветра в приземном слое атмосферы имеет вид [7]

$$dU(z)/dz = u_* \varphi_u(\zeta) / \kappa z, \quad (20)$$

где φ_u – некоторая универсальная функция безразмерного параметра $\zeta = z/L$. Для нейтральной стратификации ($\gamma = \gamma_a$, $H = 0$, $L = \infty$) функция $\varphi_u(0) = 1$. Чтобы найти $U(z)$, воспользуемся эмпирической формулой

$$\varphi_u(\zeta) = \begin{cases} 1 + 5\zeta, & \zeta \geq 0, \\ (1 - 15\zeta)^{-1/3}, & \zeta \leq 0, \end{cases} \quad (21)$$

результаты расчета по которой удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными [10]. Тогда, принимая во внимание, что $z_0 \ll L$ из (20) можно получить приближенную формулу для средней скорости ветра

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \begin{cases} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + 5\zeta, & \zeta \geq -\frac{1}{15}, \\ \ln\left(\frac{z}{z_0} \frac{1}{15|\zeta|}\right) - \frac{1}{3} + 3 [1 - (15|\zeta|)^{-1/3}], & \zeta \leq -\frac{1}{15}. \end{cases} \quad (22)$$

Расчет ε_T и σ_u^2 осуществляется по формулам [7, 11]

$$\varepsilon_T = (u_*^3/\kappa z) [\varphi_u(\zeta) - \zeta], \quad (23)$$

$$\sigma_u^2 = u_*^2 \left\{ C_v^2 \sqrt{1 - \zeta/\varphi_u(\zeta)} + (C_u^2 - C_v^2) [\sqrt{1 - \zeta/\varphi_u(\zeta)}] \right\}, \quad (24)$$

где эмпирические константы C_v и C_u принимают значения $C_v = 1,3 - 2,2$, $C_u = 2,1 - 2,9$ [6]. Скорость трения u_* зависит от скорости геострофического ветра, параметра шероховатости, параметра Кориолиса и термической стратификации. Она может быть рассчитана теоретически (см., например, [7, 9, 12]), если имеется информация о перечисленных выше параметрах G , z_0 , f и H или измерена непосредственно у поверхности Земли с использованием известных методов [9]. Масштаб корреляции l_u рассчитывается по формулам (18), (21), (23) и (24).

Модели (21)–(24) позволяют рассчитывать U , σ_u^2 , l_u и ε_T для произвольных высот в приземном слое атмосферы в предположении ее стационарности и горизонтальной однородности, если известны параметры z_0 , L и u_* . Теоретические модели этих турбулентных характеристик для пограничного слоя в общем случае могут быть созданы на основе численного решения соответствующих уравнений (см., например, [7, 9, 13, 14]). Но в случае нейтральной термической стратификации могут использоваться простые эмпирические зависимости [9, 12–15]:

$$\sigma_{us}(z) = \sigma_{us} \exp(-C_1 z/h_B), \quad (25)$$

$$l_u(z) = l_{us}(z) [1 + C_2 (l_{us}(z)/h_B)]. \quad (26)$$

Здесь через σ_{us}^2 и l_{us} обозначены дисперсия и масштаб корреляции продольной компоненты скорости ветра, рассчитанные по формулам для приземного слоя ((18), (23), (24), $\zeta = 0$); $h_B \approx \kappa u_* / |f|$ – эффективная толщина пограничного слоя атмосферы ($h_B \sim 1$ км) [7]; C_1 и C_2 – эмпирические численные константы, равные, как показывают экспериментальные данные [15], 0,8 и 2,5 соответственно.

Из (9) следует, что при измерении V_{xy} временное и пространственное горизонтальное (по окружности основания конуса сканирования) и продольное (вдоль оси пучка) усреднения флуктуаций скорости ветра происходят одновременно. Параметрами пространственного усреднения являются R и φ , параметрами временного усреднения – N и ω_0 . Требуется ответить на вопрос, каковы должны быть значения этих параметров, чтобы измерения скорости ветра были репрезентативными. Для ответа на этот вопрос необходимо оценить ошибку измерений ε_{xy} . Согласно (9)–(15) величина ε_{xy} существенно зависит от атмосферных параметров σ_u^2 , l_u и U и выражение для ε_{xy} может быть представлено в виде произведения отношения σ_u/U , характеризующего интенсивность турбулентности и функции от параметров a/l_u ($a = R \cos \varphi$ – радиус основания конуса сканирования), $\Delta z/l_u$, $U/(\omega_0 l_u)$ и N . Очевидно, чем больше отношения a/l_u и $\Delta z/l_u$, тем эффективнее пространственное усреднение, а чем больше отношение $U/(\omega_0 l_u)$, тем более эффективно происходит

усреднение во времени. Заметим, что для репрезентативности измерений средней скорости ветра обычно бывает достаточно, чтобы ошибка ϵ_{xy} не превышала 10%.

На рис. 2 и 3 представлены теоретические результаты для ошибки измерений скорости ветра доплеровским лидаром в приземном слое на высоте $h = 60$ м. Расчеты осуществлялись при следующих исходных данных: $\lambda = 10,6$ мкм, $a_0 = 15$ см, $t_r = 2\pi/\omega_0 = 12$ с, $U = 10$ м/с, $\sigma_u/U = 0,15$. Рис. 2 иллюстрирует зависимость ϵ_{xy} от числа вращений N для угла наклона $\varphi = 45^\circ$ (см. рис. 1) при различных значениях масштаба корреляции l_u (кривая 1 соответствует значению $l_u = 300$, 2 – 200 и 3 – 100 м). Сплошными линиями изображены результаты расчета по формуле (9), штриховыми – по формуле

$$\epsilon_{xy} = (\sigma_u/U) \sqrt{l_u \omega_0 / \pi U N}, \quad (27)$$

полученной в [1] при условии $N \gg l_u/(Ut_r)$. Видно, что формула (27) дает результаты, близкие к расчетным, с использованием (9) лишь при $N > 10$. Согласно кривой 2 при $l_u = 200$ м (масштаб, который реализовался в эксперименте – случай нейтральной стратификации), лидарные измерения становятся репрезентативными ($\epsilon_{xy} \leq 10\%$), начиная с $N \approx 5$, если при оценках пользоваться формулой (9), и с $N \approx 8$, если применяется асимптотическая формула (27).

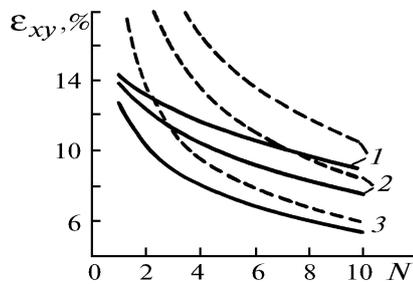


Рис. 2. Зависимость ошибки измерений ϵ_{xy} от числа сканирований N

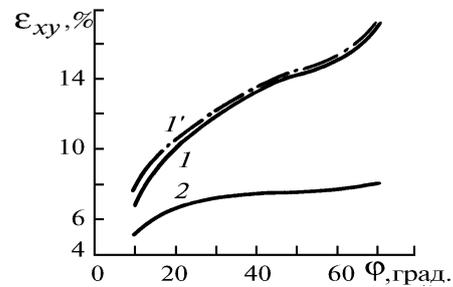


Рис. 3. Зависимость ошибки измерений ϵ_{xy} от угла наклона φ при $N = 1$ (кривые l, l') и при $N = 10$ (кривая 2)

Различные значения масштаба l_u могут интерпретироваться как соответствующие различным типам термической стратификации. Таким образом, в зависимости от стабильности атмосферы (величины l_u) репрезентативность лидарных измерений скорости ветра достигается при различном числе вращений: $N \geq 2$ при $l_u = 100$, $N \geq 5$ при $l_u = 200$, $N \geq 8$ при $l_u = 300$ м.

На рис. 3 показана расчетная зависимость ϵ_{xy} от угла наклона φ при фиксированной высоте измерений. Так как в этом случае радиус основания конуса сканирования a и длина объема зондирования вдоль оси пучка Δz изменяются с изменением угла φ , представленные на этом рисунке результаты являются хорошей иллюстрацией влияния пространственного усреднения ошибки измерения скорости ветра доплеровским лидаром. Увеличение угла φ приводит к уменьшению усредняющего объема и, следовательно, к увеличению ϵ_{xy} . В частности, при $\varphi = 60^\circ$, $N = 1$ (кривая l) относительная ошибка лидарных измерений становится больше, чем относительная дисперсия флуктуаций скорости ветра σ_u/U ($\epsilon_{xy} > \sigma_u/U = 0,15$). В предельном случае $\varphi \rightarrow 90^\circ$ величина $\epsilon_{xy} \sim \text{tg}\varphi$, при $\varphi \rightarrow 0^\circ$ объем усреднения возрастает и $\epsilon_{xy} \rightarrow 0$.

Кривая l (штрихпунктирная) на рис. 3 соответствует результатам расчета ϵ_{xy} в случае пренебрежения пространственным усреднением вдоль лазерного пучка ($\Delta z = 0$). Видно, что в области углов наклона $\varphi \geq 10^\circ$ продольное усреднение вносит пренебрежимо малый вклад по сравнению с горизонтальным по окружности конуса. Дело в том, что в приземном слое ($h < 100$ м) радиус основания конуса сканирования $a = h/\text{tg}\varphi$ значительно превосходит длину объема зондирования вдоль направления распространения лазерного пучка $\Delta z = 0,5 \lambda (h/a_0)^2 / \sin^2\varphi$, т.е. $a \gg \Delta z$. По-видимому, продольное пространственное усреднение

ошибок ε_{xy} будет сказываться лишь при измерениях на больших высотах в пограничном слое, когда реализуется обратное неравенство $a \leq \Delta z$.

Графики на рис. 4 иллюстрируют зависимость ε_{xy} от высоты измерений h при одном вращении ($N=1$) для двух разных углов наклона ($\varphi = 30^\circ$ и 60°). В расчетах использованы модели (18)–(26) при условии нейтральной стратификации, скорость трения u_* и параметр шероховатости z_0 задавались равными $u_* = 0,65$ м/с, $z_0 = 0,24$ м. Видно, что ошибка с высотой уменьшается и, начиная с высот $h \geq 150$ м, в случае $\varphi = 30^\circ$ становится меньше 10%. Таким образом, при заданных параметрах одного вращения оказывается достаточно для репрезентативности лидарных измерений средней скорости ветра в пограничном слое атмосферы. Вследствие большого пространственного усреднения ошибка уменьшается быстрее при $\varphi = 30^\circ$, чем при $\varphi = 60^\circ$.

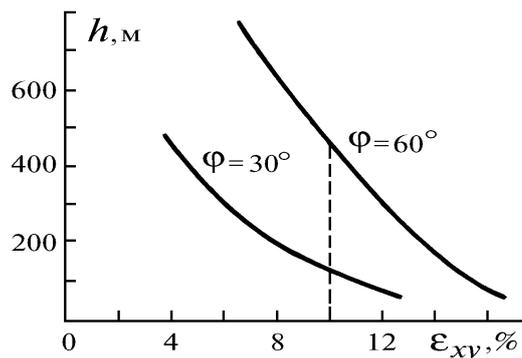


Рис. 4. Высотный профиль ε_{xy}

Эксперимент

Измерения проводились в весенне-летний период 1992 года на юге Германии в Лихтенау. Доплеровский лидар располагался на ровной площадке размером примерно 100x200 м, окруженной деревьями и несколькими зданиями. Поверхность земли была покрыта травой высотой около 20 см. Лидарное зондирование сопровождалось одновременными измерениями скорости ветра с помощью чашечного анемометра на высоте 60 м. Расстояние между лидаром и мачтой с чашечным анемометром составляло примерно 50 м. Вблизи точки измерений параметр шероховатости был равен 0,24 м. На рис. 5 изображена схема и геометрия эксперимента.

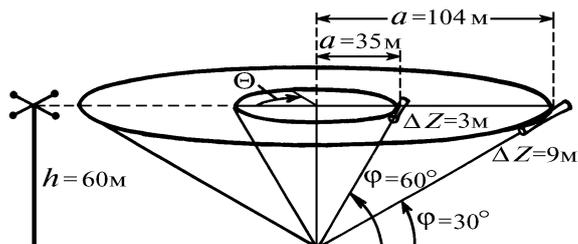


Рис. 5

Тип термической стратификации определялся из измерений температуры и скорости ветра чашечными анемометрами и термометрами на различных высотах h_i ($h_1 = 0,3$ м, $h_2 = 0,7$ м, $h_3 = 1,5$ м, $h_4 = 3$ м, $h_5 = 6$ м). Данные чашечного анемометра использовались также для оценки скорости трения u_* и уровня турбулентных флуктуаций скорости ветра σ_u/U . Для определения влияния пространственного усреднения ошибки ε_{xy} лидарные измерения проводились для двух углов наклона $\varphi = 30$ и 60° . При этом дистанция зондирования подбиралась таким образом, чтобы высота измерений была одной и той же для обоих углов. Угловая скорость вращения составляла 30° в секунду в течение всех измерений.

Результаты измерения скорости ветра V_{xy} [м/с] представлены на рис. 6, *a–e*. Точками обозначены лидарные данные, полученные при $N = 1$, крестиками и треугольниками – данные чашечного анемометра, усредненные по периодам в 2 и 10 мин соответственно. В каждой серии лидарных измерений, представленных на рис. 6, *a–e*, было по 10 независимых измерений, проводившихся через случайные интервалы времени, длительностью от двух до десяти минут. В свою очередь, каждое их десяти независимых измерений выполнялось за время совершения девяти непрерывных сканирований лазерного пучка вокруг вертикальной оси.

Экспериментальные данные соответствуют нейтральной (рис. 6 *a, б, з*), устойчивой (рис. 6, *в*), слабой неустойчивой (рис. 6, *д*) и неустойчивой (рис. 6, *е*) стратификациям. Во всех измерениях угол наклона равнялся 30° , кроме данных, представленных на рис. 6, *б*, где $\varphi = 60^\circ$. Данные измерений, представленные на рис. 6, *a* и рис. 6, *б*, были получены при идентичных турбулентных условиях в приземном слое атмосферы. Это позволяет корректно оценить влияние пространственного усреднения на точность лидарных измерений скорости ветра. Видно, что разброс точек на рис. 6, *a* ($\varphi = 30^\circ$) несколько меньше, чем для лидарных данных на рис. 6, *б* ($\varphi = 60^\circ$), благодаря лучшему пространственному усреднению. Значительный разброс точек на рис. 6, *з* больше связан с мезомасштабными вариациями скорости ветра (возможно, гравитационными волнами с периодом ~ 20 мин), чем с атмосферной турбулентностью. Рис. 6, *в* и 6, *е* иллюстрируют влияние стабильности атмосферы на лидарные измерения скорости ветра при $N = 1$.

Программа обработки лидарных данных на компьютере позволила определить три компоненты V_{Lz} , V_{Lx} , V_{Ly} вектора скорости ветра после каждого сканирования ($N = 1$). Чтобы получить оценку горизонтальной компоненты скорости ветра V_{xy} как результат нескольких (произвольного числа N) сканирований, необходимо использовать формулу

$$V_{xy}^j(N) = \frac{1}{N} \sqrt{\left[\sum_{k=1}^N V_{Lx}^j(k) \right]^2 + \left[\sum_{k=1}^N V_{Ly}^j(k) \right]^2}, \quad (28)$$

где независимые измерения доплеровского лидара обозначены посредством индекса $j = 1, 2, \dots, n$ ($n = 10$), N изменяется от 1 до 9. В (28) суммируются только соседние члены последовательности $V_{Lx}^j(k)$ и $V_{Ly}^j(k)$, накопленные за j измерений, так что суммирование в (28) эквивалентно интегрированию в (3).

Ошибки лидарных измерений скорости ветра рассчитывались из экспериментальных данных по формуле

$$\varepsilon_{xy}(N) = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{j=1}^n \left[\frac{V_{xy}^j(N)}{\langle V^j \rangle} - 1 \right]^2}, \quad (29)$$

где через $\langle V^j \rangle$ обозначена оценка средней скорости ветра. Считая атмосферу стационарной во времени измерений, результаты которых представлены на рис. 6, *a, б, д, e*, средняя скорость рассчитывалась по формуле $\langle V^j \rangle = \langle V \rangle = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n V_{xy}^j$ (9).

При расчете ошибок $\varepsilon_{xy}(N)$ измерения данных на рис. 6, *в, з* в качестве $\langle V^j \rangle$ брались данные чашечного анемометра, усредненные за период $[t_j - (1/2)\Delta t, t_j + (1/2)\Delta t]$, где $\Delta t = 10$ мин, что позволило учесть мезомасштабные вариации скорости ветра. Очевидно, что чем меньше N , тем большее число значений ε_{xy} может быть рассчитано из данных j -го измерения, благодаря возможности формировать различные комбинации величин $V_{xy}^j(N)$. Так, при N из последовательности $\{V_{Lx}^j(1), \dots, V_{Lx}^j(9)\}$, $\{V_{Ly}^j(1), \dots, V_{Ly}^j(9)\}$ j -го измерения можно сформировать 9 комбинаций величин $V_{xy}^j(1)$. При $N = 2$ существует 8 комбинаций пар $V_{xy}^j(2)$, состоящих из соседних значений скорости ветра, при $N = 3$ имеется 7 комбинаций троек соседних значений $V_{xy}^j(3)$ и т.д. При $N = 9$ возможна лишь единственная комбинация такого рода. Представленные ниже данные для ε_{xy} при заданном N есть результат усреднения по всем возможным комбинациям, соответствующим этому N .

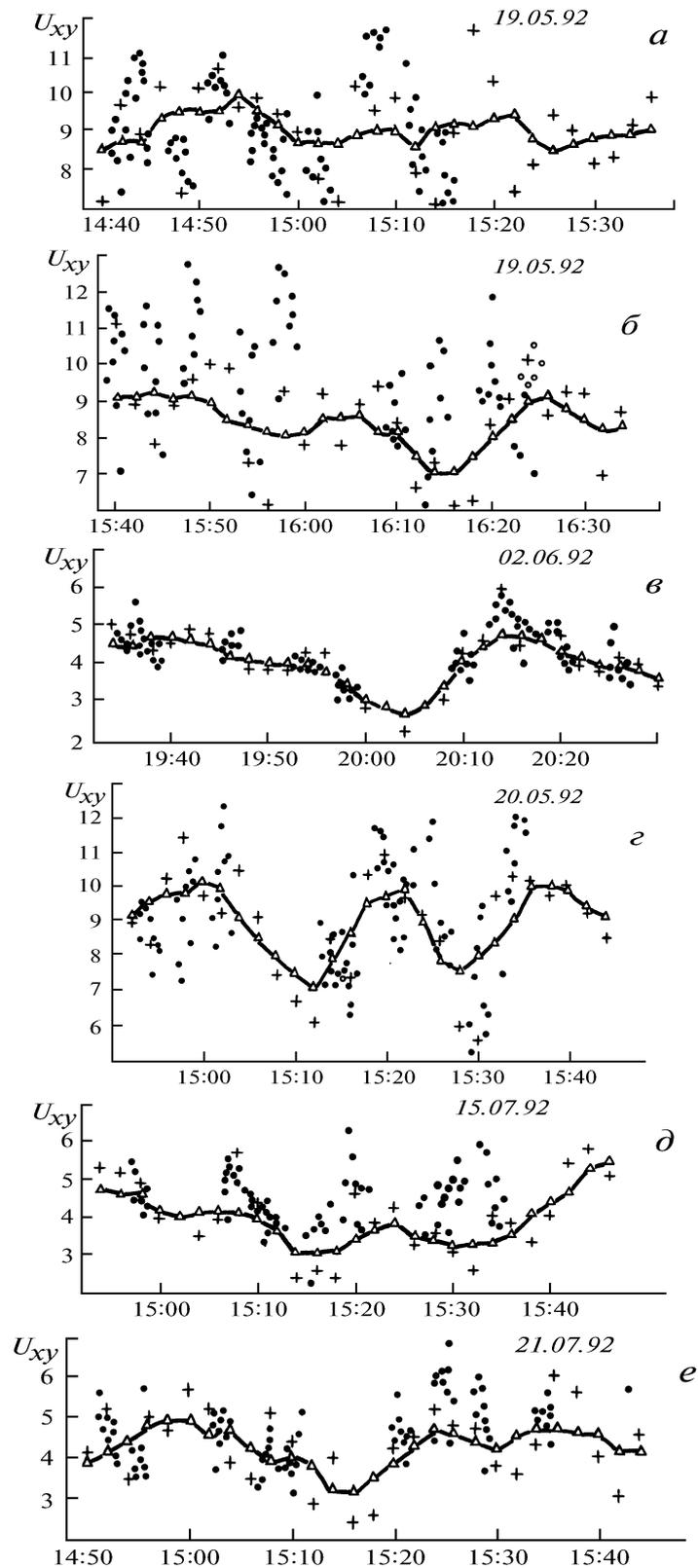


Рис. 6. Лидарные измерения скорости ветра и измерения с использованием чашечного анемометра: а–нейтральная стратификация, $\varphi = 30^\circ$; б–нейтральная стратификация, $\varphi = 60^\circ$; в–устойчивая стратификация, $\varphi = 30^\circ$; г–нейтральная стратификация, $\varphi = 30^\circ$; д–слабая неустойчивая стратификация, $\varphi = 30^\circ$; е–неустойчивая стратификация, $\varphi = 30^\circ$

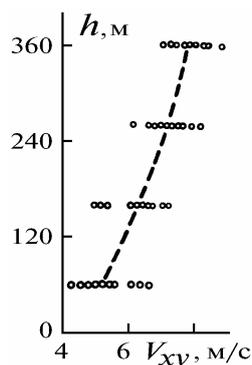


Рис. 8. Профиль скорости ветра

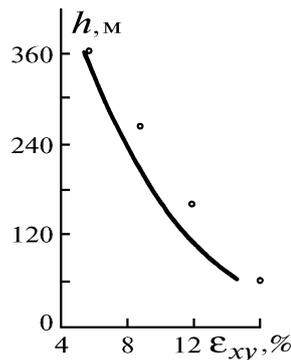


Рис. 9. Профиль ошибки лидарных измерений скорости ветра: ● – эксперимент; — – теория

Действительно, согласно (26) $a \sim h$, $\Delta z \sim h^2$, а масштаб l_u сначала возрастает по нелинейному закону, а затем насыщается на уровне h_B/C_2 , когда $h \rightarrow \infty$. Это легко проиллюстрировать на следующем примере. Пусть в (26) параметры l_{us} , h_B , C_2 имеют значения: $l_{us}(z) = 5z$, $h_B = 1000$ м и $C_2 = 2,5$. Тогда при $\varphi = 30^\circ$ и высоте 60 м мы будем иметь $a \approx 104$ м, $\Delta z \approx 9$ м, $l_u \approx 172$ м ($a/l_u \approx 0,6$; $\Delta z/l_u \approx 0,05$). При $h=360$ м $a \approx 624$ м, $\Delta z \approx 311$ м, $l_u \approx 327$ м ($a/l_u \approx 1,9$; $\Delta z/l_u \approx 0,95$). Видно, что на высоте 360 м наблюдается существенное пространственное усреднение.

Заключение

Полученная в работе формула (9) позволяет оценивать ошибку измерений средней скорости ветра доплеровским сканирующим лидаром с учетом временного и пространственного усреднения флуктуаций скорости и зависимости величины этой ошибки от турбулентного состояния пограничного слоя атмосферы во время измерений. Рассчитанные теоретически для разных термических стратификаций значения ошибки ϵ_{xy} лидарных измерений сравниваются с реализовавшимися в экспериментах. Наблюдающееся удовлетворительное согласие результатов теории с экспериментальными данными демонстрирует возможность использования теоретических моделей, развиваемых в данной статье, для оценки точности лидарных измерений средней скорости ветра в пограничном слое атмосферы.

Показано, что при угле наклона $\varphi = 30^\circ$ в случае устойчивой стратификации и на высотах $h \gtrsim 150 \div 200$ м измерения скорости являются репрезентативными уже при одном сканировании (если для репрезентативности достаточно выполнения условия $\epsilon_{xy} \lesssim 10\%$). В приземном слое атмосферы ($h = 60$ м) в случае нейтральной стратификации для достижения величины ошибки $\epsilon_{xy} \lesssim 10 \div 12\%$ достаточно проводить измерения при $N = 5$.

Авторы выражают благодарность М. Клиеру из Института оптоэлектроники и Г. Камбездису из Афинского метеорологического института за помощь в проведении эксперимента, а также Н. Керкис из Института оптики атмосферы СО РАН за помощь при обработке экспериментальных данных.

1. Werner Ch. et al. WIND. An Advancel Wind Infared Doppler Lidar for Mesoscale Meteorological Studies. Phase O/A–Study. 1989. 211 P.
2. Kopp F., Schwiesow R.L., Werner Ch. // J. Climate Appl. Meteorol. 1984. V. 23. P. 148.
3. Werner Ch. // Appl. Optics. 1985. V. 24. N 21. P. 3557–3564.
4. Kristensen L., Lenshow D.H. // Amer. Meteor. Soc. 1987. V. 4. P. 128–138.
5. Banakh V.A., Kopp F., Smalikhо I.N., Werner Ch. // Appl. Optics. 1994 (to be published).
6. Ламли Дж., Пановский Г.. Структура атмосферной турбулентности. М.: Мир, 1966. 264 с.
7. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. М.: Наука, 1965. Ч. 1. 640 С. 1967. Ч. 2. 720 С.
8. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 342 с.
9. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 292 с.
10. Hogstrom U. // Boundary–Layer Meteorology. 1988. V. 42. P. 55–78.
11. Монин А.С. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1965. Т. 1. N 1. С. 45–54.

12. Nieuwstadt F. T. M., Van Dop H. Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling, A Course held in the Hague, 21–25 September, 1981. 351 P.
13. Вагер Б. Г., Надежина Е. Д. . Пограничный слой атмосферы в условиях горизонтальной неоднородности. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 136 с.
14. Власкадар А. К. // J. Geophys. Res. 1962. V. 67. N 8. P. 3095–3102.
15. Бызова Н. Л., Иванов В. Н., Е. К. Гаргер. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 263 с.

Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск
 Институт оптоэлектроники, г. Оберпфaffenхофен, Германия

Поступила в редакцию
 27 июля 1993 г.

V. A. Banakh, Ch. Werner, F. Kopp, I. N. Smalikhov. **Influence of Dynamic Turbulence of the Boundary Atmospheric Layer on the Accuracy of Lidar Doppler Wind Velocity Measurements.**

In this paper we present a theoretical analysis of the relative error E_{xy} in measurements of the mean wind velocity with a cw Doppler scanning lidar. Our analysis takes into account spatial and temporal averaging of the wind velocity fluctuations and the dependence of this error value on the turbulent state of the atmospheric boundary layer under study during the measurements. Our theoretical results have been verified in the experiments with a Doppler lidar at the Institute of Optoelectronics (Oberpfaffenhofen, Germany). These experiments showed a good agreement between the experimental and theoretical results.

It is shown in this study that under conditions of stable atmospheric stratification wind velocity measurements at altitudes 150 to 200 m are already representative ($E_{xy} \leq 10\%$) after one scan. In the ground atmospheric layer ($h = 60$ m) under conditions of neutral stratification an error E_{xy} of 10 to 12% can be reached only after five ($N = 5$) scans.