

УДК 629.735.33:551.511.6:621.371

Оценивание скорости диссипации турбулентной энергии в пограничном слое атмосферы из измерений радиальной скорости ветра микроимпульсными когерентными доплеровскими лидарами. II. Эксперимент

В.А. Банах, И.Н. Смалихо, А.В. Фалиц*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 20.04.2017 г.

Представлены результаты лидарных исследований ветровой турбулентности в пограничном слое атмосферы в прибрежной зоне оз. Байкал. Впервые получены двумерные пространственно-временные распределения скорости диссипации турбулентной энергии во время образования в пограничном слое атмосферных внутренних волн и низкоуровневых струйных течений.

Ключевые слова: скорость диссипации, доплеровский лидар, турбулентность, атмосферные внутренние волны, струйные течения; *dissipation rate, Doppler lidar, turbulence, atmospheric internal waves, jet streams.*

Введение

Лидарные исследования пространственной структуры ветра и ветровой турбулентности проводились в летние периоды 2015 и 2016 гг. на побережье оз. Байкал. Измерения велись с использованием доплеровского когерентного лидара Stream Line разработки Halo Photonics. Лидар располагался на расстоянии 340 м от берега, на территории Байкальской астрофизической обсерватории Института солнечной и геофизической СО РАН на окраине пос. Листвянка (51°50'47,17" с.ш., 104°53'31,21" в.д.), высота лидара над уровнем озера составляла 180 м. Анализ результатов обработки лидарных данных позволил выявить несколько случаев возникновения атмосферных внутренних волн, которые всегда происходили при наличии струйных течений. Воспользовавшись исходными данными измерений (массивами радиальных скоростей и отношений сигнал-шум) во время этих событий, мы получили пространственно-временные распределения скорости диссипации кинетической энергии турбулентности и рассчитали относительную погрешность оценивания этой характеристики из лидарных данных.

1. Процедура измерений

Измерения лидаром Stream Line проводились с использованием конического сканирования вокруг вертикальной оси при следующих параметрах: угол

места $\varphi = 60^\circ$; число импульсов, используемых для аккумуляции данных, $N_a = 3000$; угловая скорость сканирования зондирующим пучком $\omega_c = 10^\circ/\text{с}$; продолжительность измерения за одно сканирование 36 с; разрешение по азимутальному углу $\Delta\theta = 2^\circ$ и число лучей в одном сканировании $M = 180$.

В эксперименте в целях уменьшения погрешности оценивания радиальной скорости число аккумулярованных импульсов равнялось 3000, что в 2 раза превышает значение N_a , задававшееся в расчетах. Чтобы продолжительность измерений за одно полное сканирование не изменилась по сравнению с расчетами, число оценок радиальной скорости за один скан было уменьшено в два раза — с 360 до 180.

Для восстановления высотных профилей скорости ветра U , угла направления ветра θ_V и вертикальной компоненты вектора ветра V_z мы использовали метод фильтрованной синусоидальной подгонки [1, 2], позволяющий оценить вектор скорости с приемлемой точностью при наличии в измеренном лидаром массиве радиальных скоростей $\hat{V}_r(R_k, \theta_m, n)$ ($R_k = R_0 + k\delta R$ — расстояние, R_0 — минимальная дистанция зондирования, $k = 0, 1, 2, \dots, K$, $\delta R = 3$ м; $\theta_m = m\Delta\theta$ — азимутальный угол, $m = 1, 2, 3, \dots, M$, n — номер текущего сканирования) до 50% плохих [1] оценок радиальных скоростей. Как показано в [3], для $N_a = 3000$ минимальное отношение сигнал-шум SNR, при котором погрешность оценки скорости ветра не превышает 0,1 м/с, равно 0,005 (–23 дБ).

Для оценивания скорости диссипации турбулентной энергии ϵ [4] мы использовали метод поперечной (азимутальной) структурной функции радиальной скорости, измеряемой лидаром при коническом сканировании в пределах инерционного интервала

* Виктор Арсентьевич Банах (banakh@iao.ru); Игорь Николаевич Смалихо (smalikho@iao.ru); Андрей Вячеславович Фалиц (falits@iao.ru).

турбулентности [5, 6]. Поэтому важно было проводить измерения с высоким разрешением по азимутальному углу. В то же время тангенциальная скорость перемещения зондируемого объема $V_t = \omega_c R_k \cos \varphi$ должна значительно превышать среднюю скорость ветра на высоте измерения. Для получения из массива $\hat{V}_r(R_k, \theta_m, n)$ информации о скорости диссипации ε как минимум вероятность плохой оценки радиальной скорости P_b должна быть практически нулевой. Минимальное значение отношения сигнал-шум, при котором еще наблюдается удовлетворительное согласие лидарной оценки скорости диссипации этим методом с оценками ε из данных акустического анемометра, $\text{SNR} = 0,05$ [5].

Пространственно-временные распределения скорости диссипации энергии турбулентности $\varepsilon(h, t)$ с шагом по высоте 26 м и по времени 36 с рассчитывались из массива измеренных радиальных скоростей $\hat{V}_r(R_k, \theta_m, n)$ с использованием для каждого высотного профиля ε данных, полученных за $N = 25$ сканирований (продолжительность измерения 15 мин). Для каждой высоты h мы определяли из массива оценок отношения сигнал-шум $\hat{\text{SNR}}(R_k, \theta_m, n)$ значения, усредненные по всем азимутальным углам θ_m и всем 25 сканированиям. Затем по формуле $\sigma_e = \left(1 + \frac{1}{\text{SNR}}\right) \frac{\Delta v}{\sqrt{N_a}}$ [6], где $\Delta v = 0,4$ м/с, рассчитывались относительная погрешность оценки радиальной скорости σ_e и на ее основе относительная погрешность оценивания скорости диссипации E_ε [6]. При расчетах E_ε по формулам [6] вместо $\Delta \bar{D}(y)$ использовалась величина $\left\{ \left[\Delta \hat{D}_L(y) \right]^{3/2} \right\}^{2/3}$.

2. Результаты

Из измерений лидаром Stream Line 23.08.2015 г. следует, что в течение почти 6 ч через район проведения эксперимента распространялась атмосферная внутренняя волна с периодом 9 мин и амплитудами продольной и вертикальной компонент скорости ~ 1 и $0,3$ м/с соответственно при наличии двух струйных течений. Исходные лидарные данные, измеренные с 11:00 до 17:00 23.08.2015 г. удовлетворяли условию $\text{SNR} > 0,05$ до высоты 500 м, и мы ограничились этим высотным уровнем при восстановлении вертикального профиля скорости диссипации. Профили компонент вектора скорости ветра были восстановлены до высоты ~ 900 м.

На рис. 1 (цв. вкладка) представлены пространственно-временные распределения скорости ветра $U(h, t)$, вертикальной компоненты вектора ветра $V_z(h, t)$, $\varepsilon(h, t)$, $\text{SNR}(h, t)$, $\sigma_e(h, t)$ и $E_\varepsilon(h, t)$. Для $U(h, t)$ и $V_z(h, t)$ черным цветом показаны области, в которых SNR ниже порогового значения 0,005.

Во время этих измерений SNR в слое 100–500 м варьировалось в пределах от 0,05 до 0,2. При этом погрешность оценки радиальной скорости не превышает 0,15 м/с. Из данных для скорости ветра на рис. 1 хорошо видно наличие двух струйных течений

с максимумами скоростей на высотах около 250 и 750 м соответственно (здесь и далее высоты указываются относительно точки расположения лидара). Направления этих струйных течений почти перпендикулярны друг другу (нижнее струйное течение было направлено с севера на юг через горный рельеф, а верхнее струйное течение – с востока на запад, т.е. со стороны озера) [3]. Атмосферные условия способствовали возникновению внутренней волны. Почти гармонические осцилляции $U(h, t)$ и $V_z(h, t)$ хорошо видны на рисунке в период времени с 14:20 до 15:00. Из данных для скорости диссипации энергии турбулентности следует, что $\varepsilon(h, t)$ принимает значения в широком диапазоне, достигая максимума примерно $0,006$ м²/с³ перед образованием струйного течения. Относительно сильная ветровая турбулентность наблюдается также под струйным течением. Внутри струйного течения турбулентность довольно слабая, в том числе во время распространения внутренней волны.

На рис. 2 и 3 представлены высотные профили ε , SNR , E_ε и σ_e , полученные из измерений лидаром Stream Line с интервалом 1 ч (данные взяты из рис. 1). Видно, что скорость диссипации энергии турбулентности может быть определена из лидарных измерений с погрешностью не более 30% даже при очень малых значениях скорости диссипации $\varepsilon \sim 5 \cdot 10^{-6}$ м²/с³. При этом отношение сигнал-шум должно быть не менее 0,075, а пространственный спектр турбулентных неоднородностей должен содержать инерционный интервал, верхняя граница которого соответствует неоднородностям, составляющим не менее половины продольного размера зондируемого объема Δz (для лидара Stream Line $\Delta z = 30$ м) и расстояния y в разности структурных функций $\Delta \hat{D}_L(y)$ [6].

В августе 2016 г., в отличие от 2015 г., когда из-за лесных пожаров концентрация аэрозольных частиц была повышенная, измерения были проведены при довольно слабом уровне лидарного эхосигнала. Часто шли продолжительные дожди, вымывающие аэрозоль, и полноценные измерения в отсутствие дождя мы смогли провести лишь в течение 3 сут. Для повышения отношения сигнал-шум на высоте локализации низкоуровневого струйного течения часто приходилось перефокусировать зондирующий пучок на более близкое расстояние $F = 300$ м. Угол места φ , как и в 2015 г., задавался равным 60° , скорость сканирования была $5^\circ/\text{с}$ (продолжительность одного конического сканирования 72 с) и $N_a = 3000$ ($\Delta\theta = 1^\circ$, $M = 360$). Несмотря на неблагоприятные погодные условия, нам все-таки удалось выявить один случай возникновения внутренней волны из лидарных данных.

На рис. 4 (цв. вкладка) представлены двумерные распределения скорости ветра $U(h, t)$, угла направления ветра $\theta_V(h, t)$ и вертикальной компоненты вектора ветра $V_z(h, t)$, полученные из исходных данных измерения лидаром Stream Line 6.08.2016 г. Во время измерения примерно до 01:00 была небольшая облачность. Тем не менее наблюдалось струйное течение, высота максимума скорости ветра в котором со временем уменьшалась с 350 до 200 м.

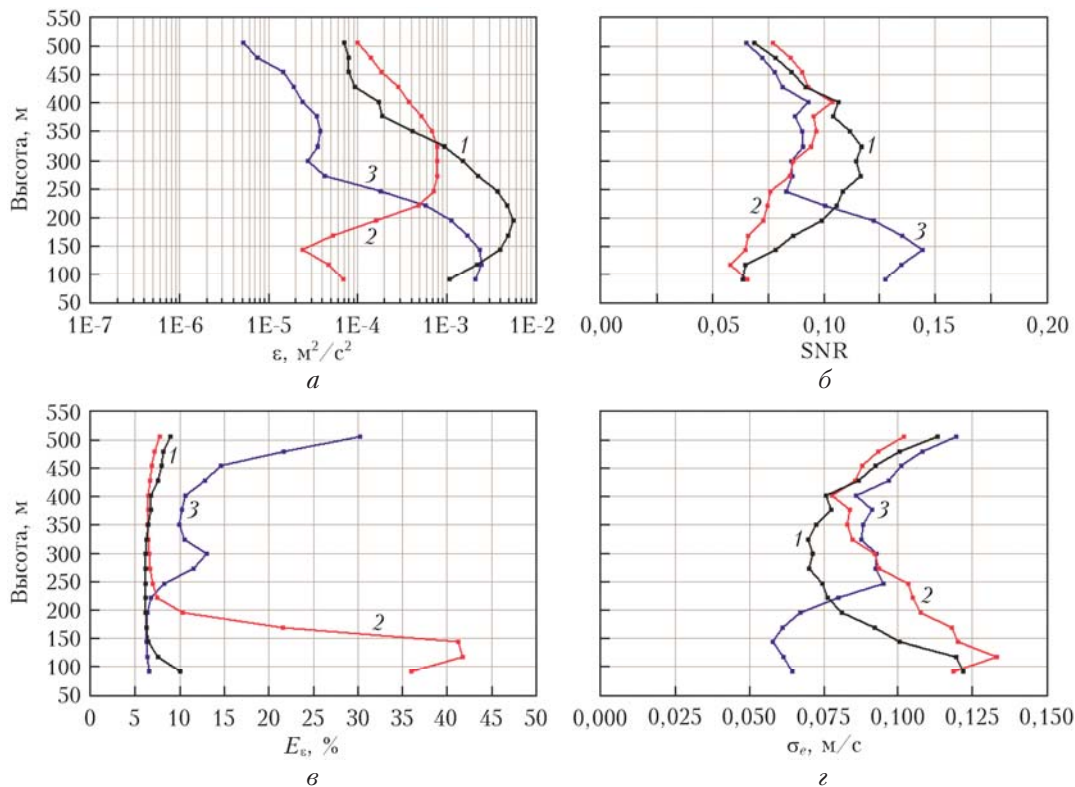


Рис. 2. Высотные профили скорости диссипации энергии турбулентности ϵ (а), отношения сигнал-шум SNR (б), относительной погрешности оценки скорости диссипации E_ϵ (в) и погрешности оценки радиальной скорости σ_e (г), восстановленные из лидарных измерений в 11:30 (кривая 1), 12:30 (кривая 2) и 13:30 (кривая 3). Данные взяты из рис. 1

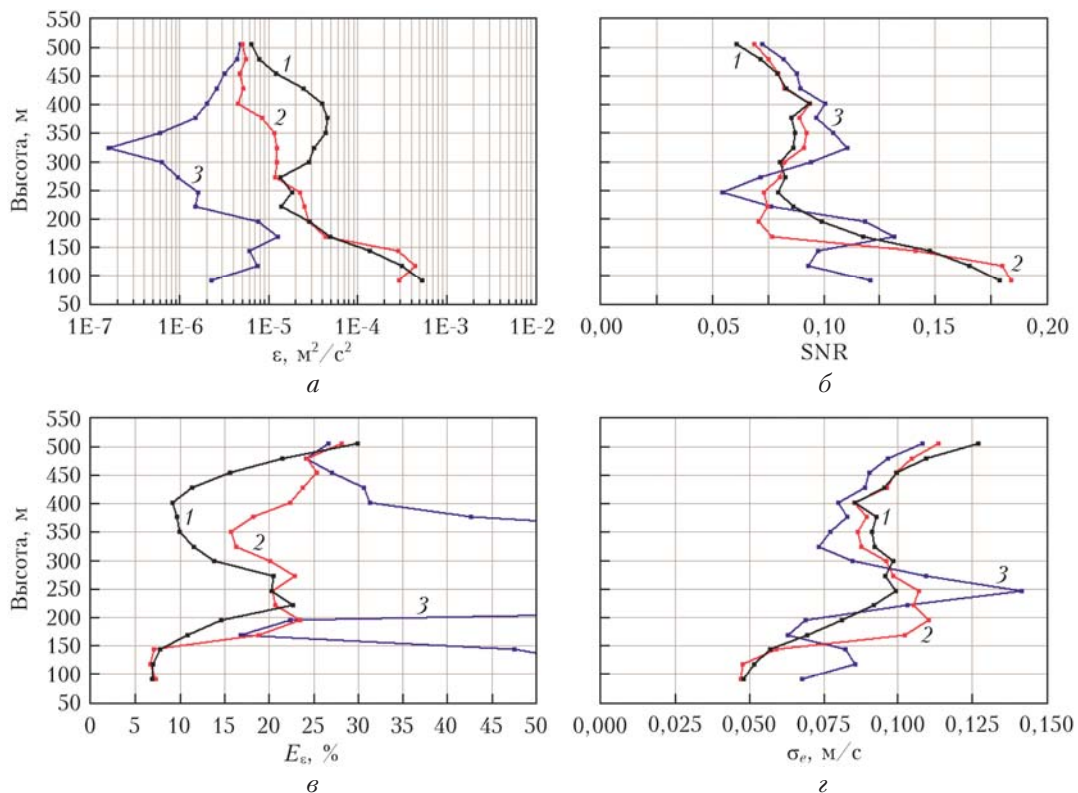


Рис. 3. Высотные профили скорости диссипации энергии турбулентности ϵ (а), отношения сигнал-шум SNR (б), относительной погрешности оценки скорости диссипации E_ϵ (в) и погрешности оценки радиальной скорости σ_e (г), восстановленные из лидарных измерений в 14:30 (кривая 1), 15:30 (2) и 16:30 (3). Данные взяты из рис. 1

После 05:30 струйное течение практически исчезло и возникли осцилляции ветра. Особенно хорошо это видно на рис. 4, б и в. Мы связываем эти осцилляции с возникновением атмосферной внутренней волны рано утром, когда стратификация температуры воздуха наиболее устойчивая.

Так как измерения проходили в условиях слабого эхосигнала, то получить двумерное распределение скорости диссипации $\epsilon(h, t)$ оказалось невозможным. Лишь только в тонком слое 250–350 м, благодаря фокусировке зондирующего пучка на 300 м, отношение сигнал-шум удовлетворяло требо-

ваниям очень малой вероятности плохой оценки радиальной скорости. Для получения оценок скорости диссипации в этом слое мы использовали массив радиальных скоростей, измеренных лидаром за 25 сканирований (продолжительность измерения 30 мин).

На рис. 5 показаны изменения со временем скорости ветра, угла направления ветра, вертикальной составляющей вектора скорости ветра, скорости диссипации энергии турбулентности и относительной погрешности лидарной оценки скорости диссипации на высоте 300 м (480 м над поверхностью оз. Байкал).

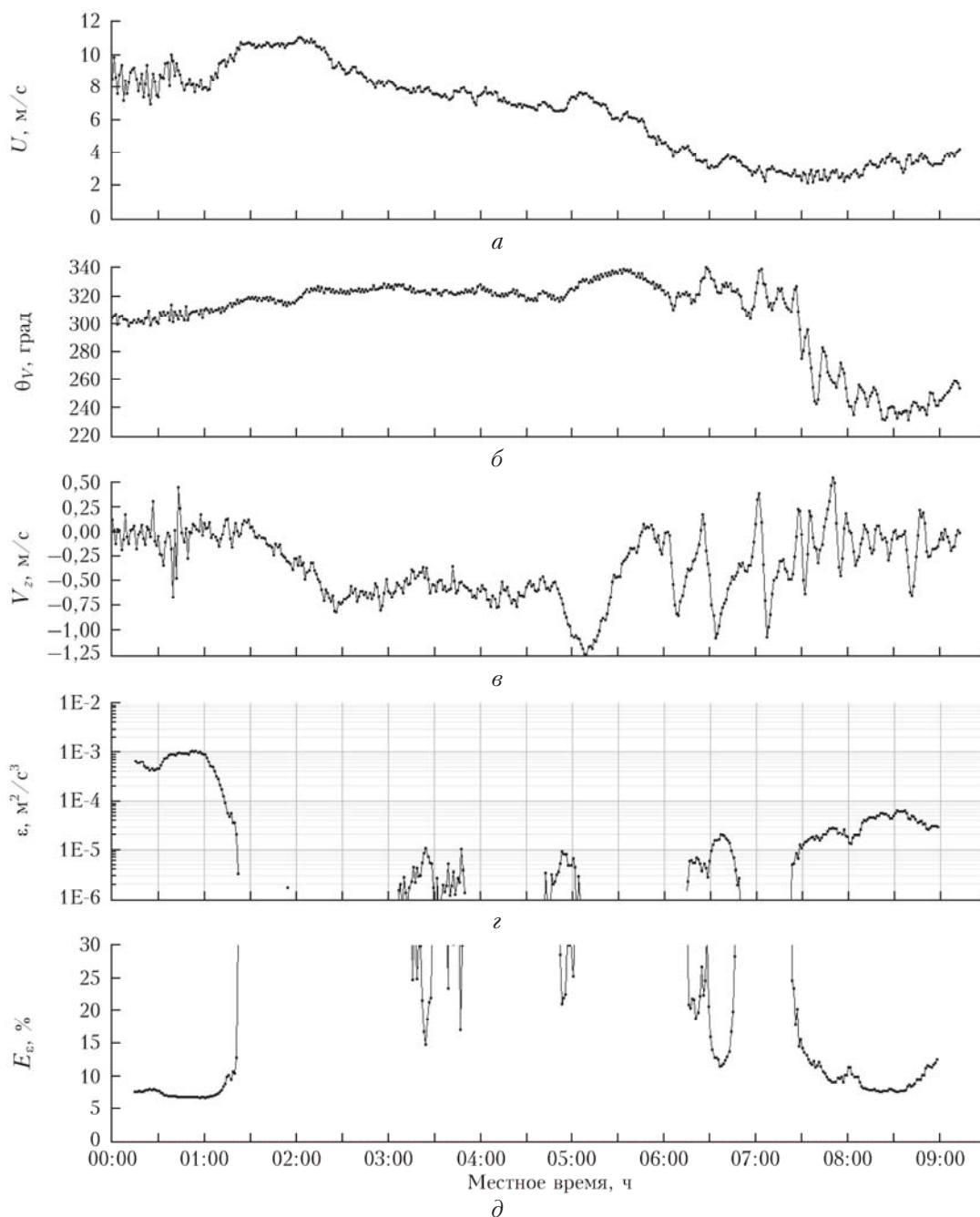


Рис. 5. Временные ходы скорости ветра U (а), угла направления ветра θ_V (б), вертикальной компоненты вектора ветра V_z (в), скорости диссипации энергии турбулентности ϵ (г) и относительной погрешности оценки скорости диссипации E_ϵ (д) на высоте 300 м, полученные из измерений лидаром Stream Line на берегу оз. Байкал 6.08.2016 г.

Каждая точка на рис. 5, *а*, *б*, *в* соответствует измерению за 72 с (одно полное сканирование). Погрешность оценки скорости диссипации E_ϵ определялась тем же способом, что и при получении результатов, представленных на рис. 2, *в* и 3, *в*. На этой высоте приблизительно до 07:30 направление ветра было с суши на озеро. Затем за довольно короткий промежуток времени направление ветра сменилось примерно на 90° .

Как видно на рис. 5, *в* с 01:30 в течение 5 ч на высоте 300 м вертикальная компонента ветра V_z принимала только отрицательные значения (поток сверху вниз). Начиная с 04:40 временной ход V_z стал осциллировать. Период колебаний и их амплитуда со временем в среднем уменьшаются. С 05:00 до 07:30 амплитуда колебаний вертикальной скорости составляла примерно 0,6 м/с, а амплитуда колебаний горизонтальной скорости U (рис. 5, *а*) была как минимум в 2 раза меньше (если эти вариации вообще связаны с внутренней волной). Такое поведение внутренней волны существенно отличается от результатов эксперимента в 2015 г. [3], когда наблюдались близкие к гармоническим осцилляции трех компонент вектора скорости ветра со средними амплитудами 1 м/с для горизонтальной скорости и 0,3 м/с для вертикальной.

Получить оценки скорости диссипации энергии турбулентности с приемлемой точностью нам удалось лишь для промежутков времени, суммарная продолжительность которых составляет около 30% от всего времени измерения (см. рис. 5, *з*, *д*). Рис. 5 позволяет сделать вывод, что внутри струйного течения турбулентность крайне слабая. Возможно, инерционный интервал турбулентности полностью отсутствует и течение в струе является почти ламинарным, а вариации ветра обусловлены в основном мезомас-

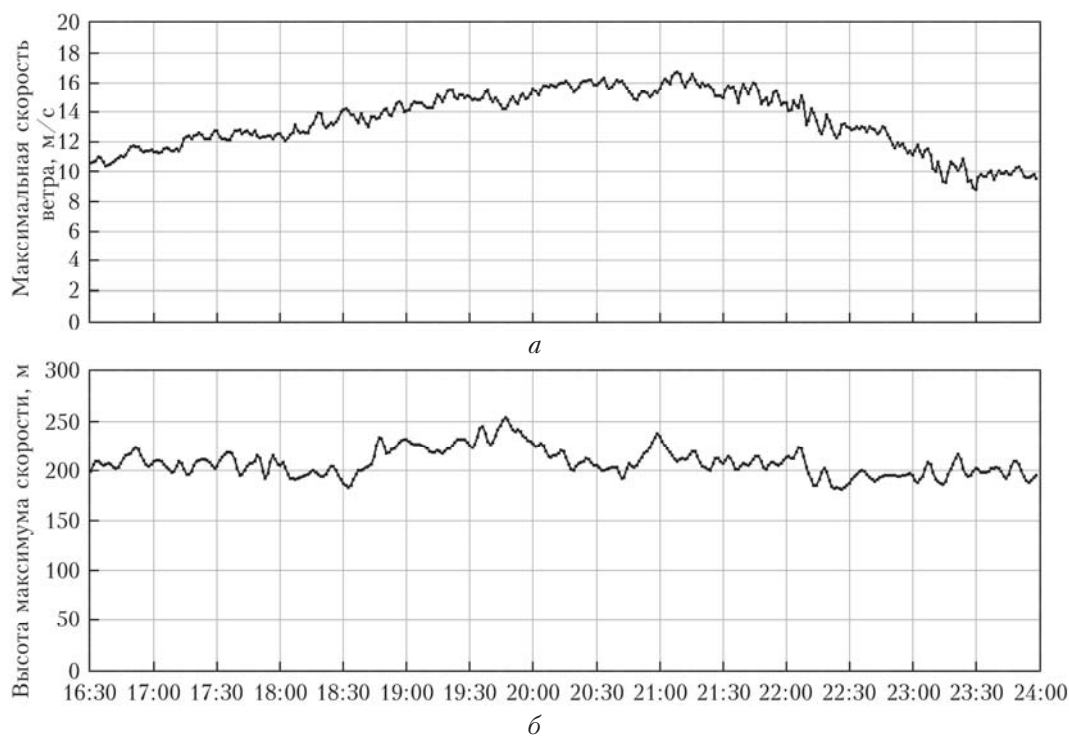
штабными процессами в атмосфере. Можно также предположить, что увеличение силы турбулентности после 07:30 связано с затуханием внутренней волны и передачей ее энергии на турбулизацию ветрового потока.

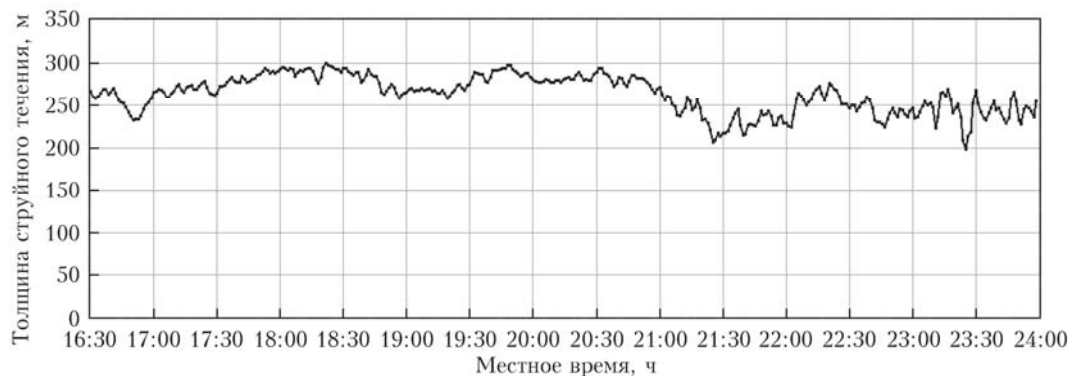
В этот же день (6.08.2016 г.) примерно в 13:00 ветер резко изменил свое направление на 180° (стал дуть строго с востока на запад, т.е. со стороны озера), и сразу же образовалось узкое струйное течение, которое наблюдалось в течение почти суток (примерно до 12:30 следующего дня). Направление ветра все это время оставалось постоянным. После того как ветер поменял направление, уровень эхосигнала лидара заметно упал и извлечь информацию о ветровой турбулентности из лидарных данных стало невозможно.

На рис. 6 (цв. вкладка) представлены пространственно-временные распределения скорости ветра, угла направления ветра (угол 0° соответствует северному ветру) и вертикальной компоненты вектора скорости ветра в период с 16:30 до 24:00 6.08.2016 г., когда максимальная скорость в струйном течении не опускалась ниже 9 м/с. Рис. 7 (цв. вкладка) иллюстрирует изменение высотных профилей ветра через 1 ч начиная с 17:00.

Воспользовавшись сплайн-интерполяцией, из данных рис. 6, *а* мы получили оценки высоты максимальной скорости ветра и эффективной толщины струйного течения, определяемой по спаданию скорости до уровня $1/2$ от максимальной скорости ветра вверх и вниз от высоты нахождения максимума, в различные моменты времени.

На рис. 8 показано изменение со временем максимальной скорости ветра внутри струйного течения, высоты точки максимума скорости и эффективной толщины струйного течения.





6

Рис. 8. Временные ходы максимальной скорости ветра (а), высоты, на которой скорость максимальна (б) и эффективной толщины струйного течения (в). Результаты получены из данных рис. 6, а

Заключение

В статье представлены результаты исследований ветровой турбулентности, низкоуровневых струйных течений и внутренних гравитационных волн с использованием результатов измерений лидара Stream Line в пограничном слое атмосферы в прибрежной зоне оз. Байкал.

Впервые получены данные о пространственно-временных вариациях скорости диссипации энергии турбулентности при наличии в атмосфере струйных течений и внутренних волн. Показано, что внутри струйного течения скорость диссипации принимает предельно малые значения, а при затухании гравитационной волны происходит усиление турбулентности.

В августе 2016 г. зарегистрировано долговременное (в течение суток) узкое низкоуровневое струйное течение со стороны Байкала на высоте примерно от 180 до 250 м.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 14-17-00386-П.

1. *Банах В.А., Смалихо И.Н.* Когерентные доплеровские ветровые лидары в турбулентной атмосфере. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2013. 304 с.
2. *Банах В.А., Смалихо И.Н.* Измерение ветра в пограничном слое атмосферы микроимпульсными когерентными доплеровскими лидарами // Оптика и спектроскопия. 2016. Т. 121, № 1. С. 164–171.
3. *Banakh V.A., Smalikho I.N.* Lidar observations of atmospheric internal waves in the boundary layer of atmosphere on the coast of Lake Baikal // Atmos. Meas. Tech. 2016. V. 9. P. 5239–5248.
4. *Колмогоров А.Н.* Локальная структура турбулентности и несжимаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса // Докл. АН СССР. 1941. Т. 30, № 4. С. 299–303.
5. *Смалихо И.Н., Банах В.А., Фалиц А.В., Руди Ю.А.* Определение скорости диссипации энергии турбулентности из данных, измеренных лидаром «Stream Line» в приземном слое атмосферы // Оптика атмосфер. и океана. 2015. Т. 28, № 10. С. 901–905.
6. *Банах В.А., Смалихо И.Н.* Оценивание скорости диссипации турбулентной энергии в пограничном слое атмосферы из измерений радиальной скорости ветра микроимпульсными когерентными доплеровскими лидарами. I. Численный анализ // Оптика атмосфер. и океана. 2017. Т. 30. № 8. С. 631–637.

V.A. Banakh, I.N. Smalikho, A.V. Falits. Estimation of the turbulence energy dissipation rate in the atmospheric boundary layer based on measurements of wind radial velocity by a micropulsed coherent Doppler lidar. II. Experiment.

The results of lidar study of wind turbulence in the atmospheric boundary layer in the littoral zone of Lake Baikal are presented. 2D spatiotemporal distributions of the turbulent energy dissipation rate in the presence of atmospheric internal waves and low level jet streams are obtained for the first time.

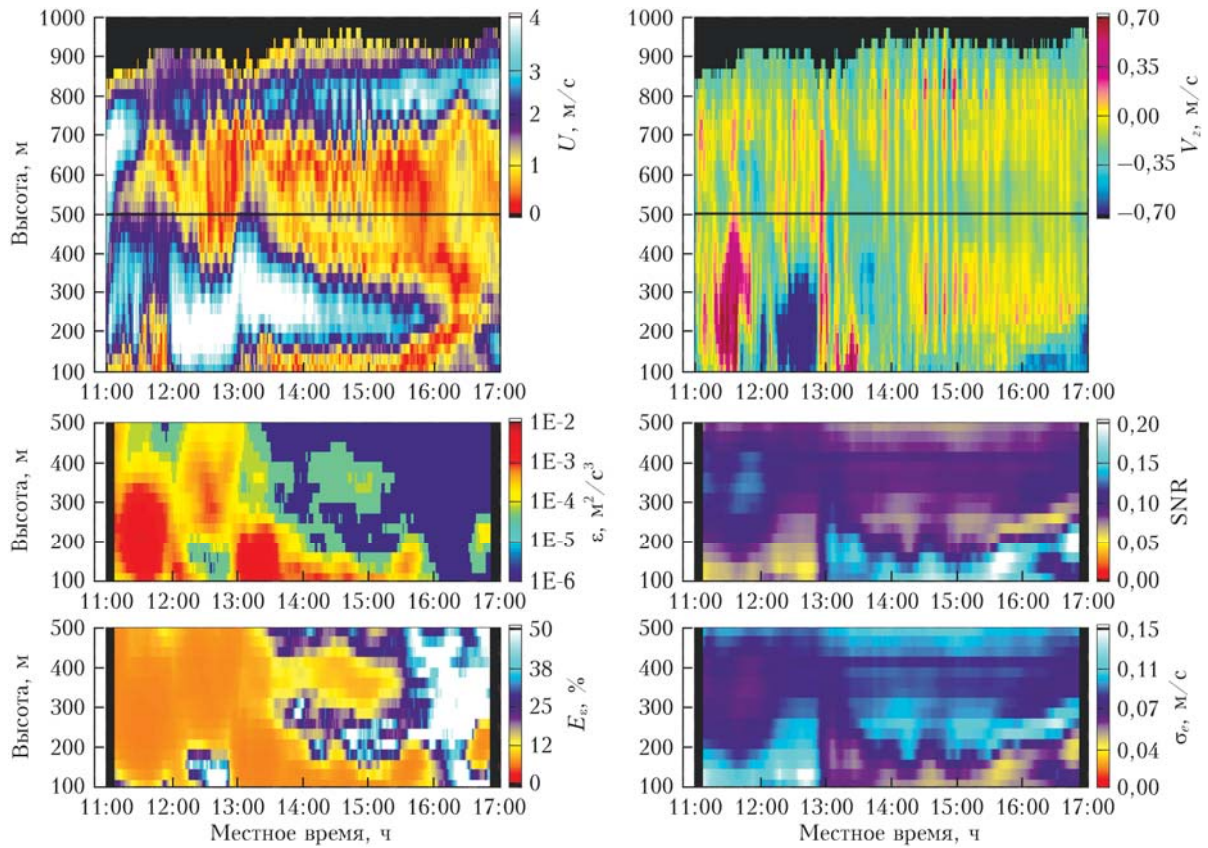


Рис. 1. Пространственно-временные распределения скорости ветра U , вертикальной компоненты вектора ветра V_z , скорости диссипации энергии турбулентности ϵ , отношения сигнал-шум SNR, относительной погрешности оценки скорости диссипации E_ϵ и погрешности оценки радиальной скорости σ_v

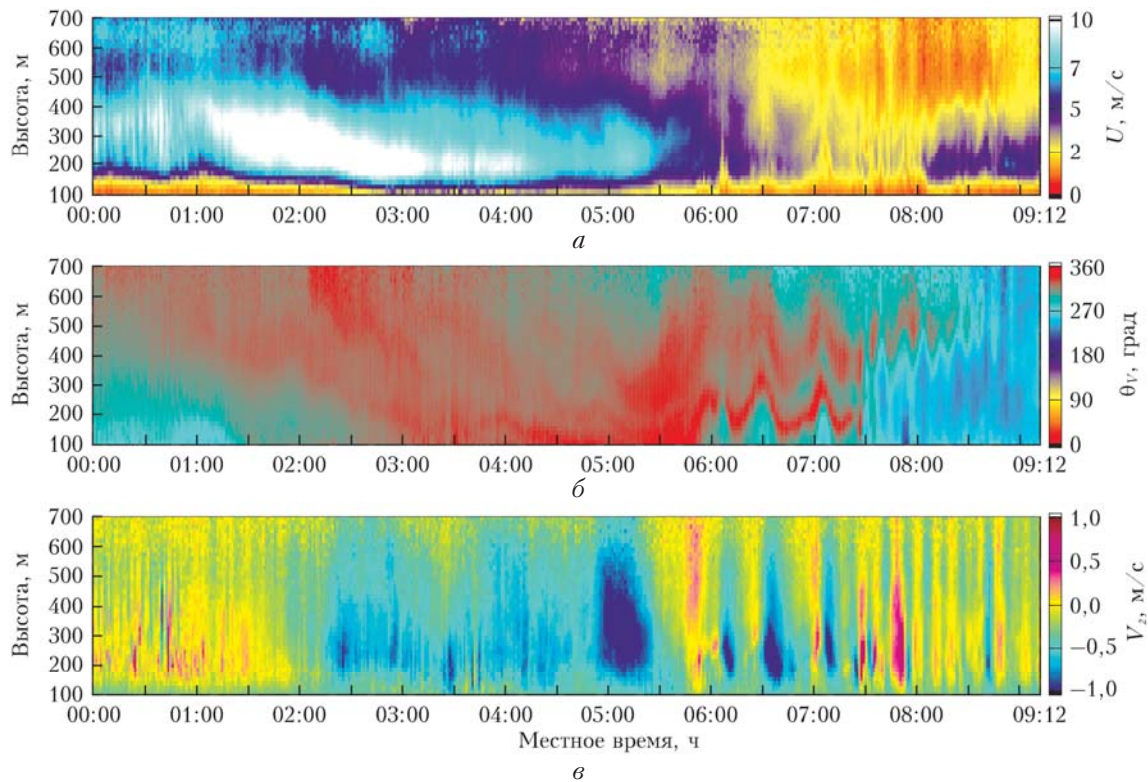


Рис. 4. Результат пространственно-временной визуализации скорости U (а), угла направления θ_v (б) и вертикальной компоненты V_z (в) ветра из измерений лидаром Stream Line на берегу оз. Байкал 6.08.2016 г.

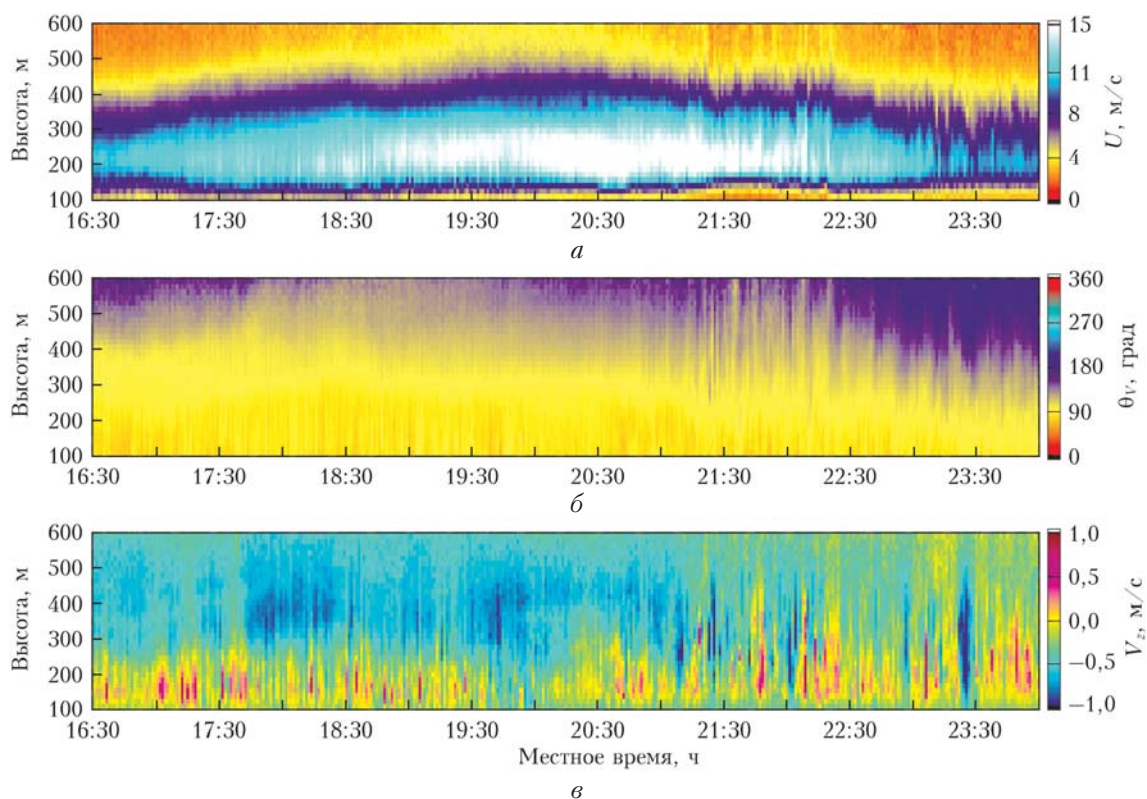


Рис. 6. Пространственно-временные распределения скорости U (а), угла направления θ_V (б) и вертикальной компоненты V_z (в) ветра, полученные из измерений лидаром Stream Line на берегу оз. Байкал 6.08.2016 г.

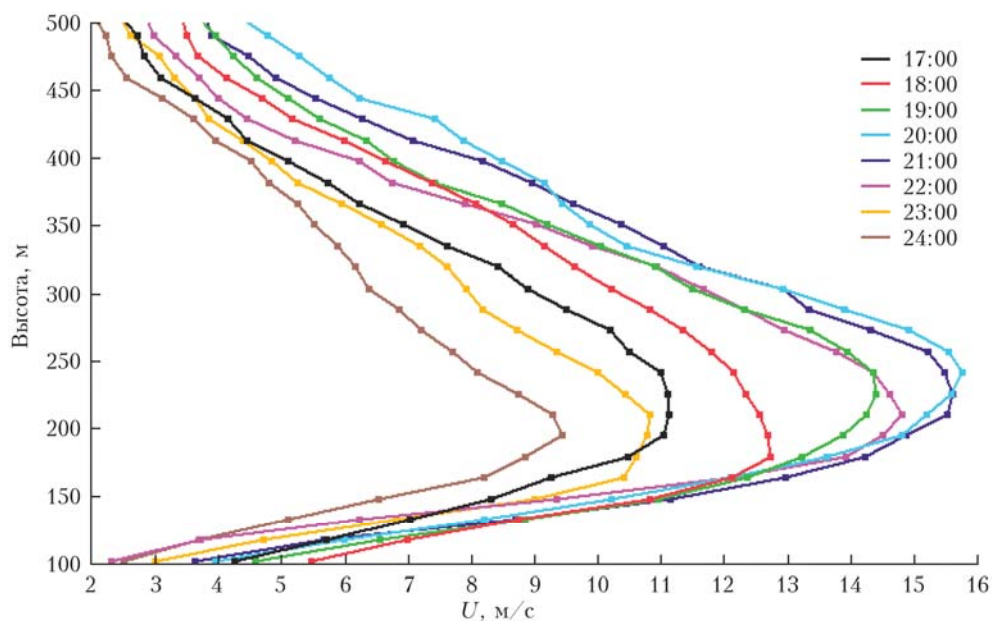


Рис. 7. Высотные профили скорости ветра. Данные взяты из рис. 6, а. Время измерения профиля указано местное