

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.511.6:621.371

**Определение параметров турбулентности из спектров
вертикальной компоненты скорости ветра, измеряемой
импульсным когерентным доплеровским лидаром.
Часть III. Эксперимент на побережье озера Байкал**

И.Н. Смалихо, В.А. Банах, А.А. Сухарев*

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

Поступила в редакцию 25.05.2021 г.

С использованием нового метода определения параметров ветровой турбулентности из спектров вертикальной компоненты скорости ветра, измеряемой импульсным когерентным доплеровским лидаром (ИКДЛ), в 2020 г. проведен эксперимент на побережье оз. Байкал в рамках исследования турбулентности и внутренних гравитационных волн (ВГВ) в пограничном слое атмосферы (ПСА).

В настоящей работе представлены результаты этого эксперимента и проведен анализ спектров и лидарных оценок дисперсии вертикальной скорости ветра и скорости диссипации турбулентной энергии, полученных из измерений ИКДЛ Stream Line, при наличии в ПСА низкоуровневого струйного течения и ВГВ.

Ключевые слова: когерентный доплеровский лидар, ветер, турбулентность; coherent Doppler lidar, wind, turbulence.

Введение

Как показали лидарные эксперименты [1–4], выполненные нами в летние периоды, начиная с 2015 г., на побережье оз. Байкал возле пос. Листвянка значительно чаще и на более длительное время (в том числе и днем) формировалось низкоуровневое струйное течение (НСТ) в пограничном слое атмосферы (ПСА) по сравнению с данными лидарных экспериментов на БЭКе ИОА СО РАН [2, 4–6]. При этом НСТ могло несколько раз в день сопровождаться внутренней гравитационной волной (ВГВ), для которой временные профили компонент вектора скорости ветра очень близки к гармоническим колебаниям (см., например, рис. 12, а в [1]).

Во всех этих экспериментах на побережье оз. Байкал [1–4] применялось коническое сканирование зондирующим пучком с продолжительностью одного сканирования $T_{\text{scan}} = 1$ мин. После обработки исходных данных лидарных измерений нами были получены временные зависимости горизонтальной $U(nT_{\text{scan}})$ и вертикальной $V_z(nT_{\text{scan}})$ компонент вектора скорости ветра, из которых с использованием предложенного в [1] подхода определялись параметры: период T_v и амплитуды A_x и A_z ВГВ. Очевидно, что таким способом можно определять па-

раметры ВГВ лишь при условии, что период волны не менее чем в 4 раза превышает продолжительность одного конического сканирования (при $T_{\text{scan}} = 1$ мин период $T_v \geq 4$ мин).

Один из вариантов детектирования ВГВ с любым периодом – измерение импульсным когерентным доплеровским лидаром (ИКДЛ) при фиксированном направлении зондирующего пучка строго вертикально вверх с интервалом дискретизации данных, например, 0,5 с. Следует отметить, что в этом случае можно получить информацию только о T_v и A_z . Чтобы кроме T_v и A_z из исходных лидарных данных оценить параметры ветровой турбулентности (скорость диссипации турбулентной энергии ϵ и дисперсию скорости вертикальной компоненты ветра σ_w^2), имеет смысл воспользоваться предложенной в [7] стратегией измерения ИКДЛ (чередование измерений при вертикальном направлении зондирующего пучка и при коническом сканировании). Способ оценивания параметров ветровой турбулентности изложен также в [7].

В настоящей работе представлены результаты лидарного эксперимента, проведенного в 2020 г. на побережье оз. Байкал с использованием стратегии измерения и обработки исходных данных, описание которых дано в [7]. Анализируется точность оценок ϵ и σ_w^2 из спектральной плотности вертикальной компоненты скорости ветра, измеряемой ИКДЛ Stream Line при распространении в атмосфере ВГВ с различными периодами.

* Игорь Николаевич Смалихо (smalikh@iao.ru); Виктор Арсентьевич Банах (banakh@iao.ru); Артем Андреевич Сухарев (sukharev@iao.ru).

1. Эксперимент и обработка данных

С 11 по 16 августа 2020 г. с использованием лидара Stream Line нами был проведен эксперимент по исследованию турбулентности статически устойчивого ПСА (при наличии в нем НСТ и ВГВ) в прибрежной зоне на западном берегу Байкала вблизи пос. Листвянка (52°50'47" с.ш., 104°53' 31" в.д.). Подробное описание места проведения эксперимента дано в [1]. Так как согласно нашим предыдущим экспериментам на этом месте в ПСА наиболее часто возникают ВГВ с периодом T_v от 8 до 14 мин [1], был использован второй вариант стратегии измерения лидаром (см. разд. 2 в [7]), т.е. продолжительность непрерывного измерения при направлении зондирующего пучка вертикально вверх $T_{\text{vert}} = 1750$ с (продолжительность одного цикла $T_c = T_{\text{scan}} + \delta t + T_{\text{vert}} + \delta t \approx 30$ мин при $T_{\text{scan}} = 1$ мин [7]). Во всех измерениях лидаром Stream Line задавались следующие параметры: время дискретизации при измерении массивов отношения сигнал-шум и радиальной скорости $\Delta t = 0,5$ с; шаг по дальности $\Delta R = 18$ м; угол места при коническом сканировании зондирующим пучком $\varphi = 60^\circ$.

После завершения эксперимента была выполнена обработка исходных лидарных данных согласно предложенному в [7] подходу. По приведенной в [7] формуле (2) с использованием массива оценок радиальной скорости $V_L(m\Delta t; R_k, \varphi_{\text{vert}}, n)$ (см. обозначения в [7]), полученных из непрерывного измерения лидаром при фиксированном направлении зондирующего пучка вертикально вверх в течение 1750 с ($T_c \approx 30$ мин), рассчитывалась спектральная плотность вертикальной компоненты вектора скорости ветра $\hat{S}_L(f_l)$. Из двух массивов оценок радиальных скоростей $V_L(m\Delta t; R_k, \varphi_{\text{scan}}, n)$ и $V_L(m\Delta t; R_k, \varphi_{\text{scan}}, n+1)$, измеряемых ИКДЛ при коническом сканировании зондирующим пучком, получаем оценку средней скорости ветра \bar{U} , которая затем используется при определении ε из спектра $\hat{S}_L(f_l)$ в пределах частот $\Delta f l_3 \leq f_l \leq \Delta f l_2$, где $\Delta f l_3 = 0,05$ Гц; $\Delta f l_2 = 0,2$ Гц; $\Delta f = 0,002$ Гц – ширина спектрального канала [7, 8] ($l = 1, 2, 3$ – номер спектрального канала). В пределах частот $0,002 \leq f_l \leq 1$ Гц рассчитывается σ_w^2 . По предложенному в [7] алгоритму вычисляется относительная погрешность оценки скорости диссипации E_ε .

Из массивов $V_L(m\Delta t; R_k, \varphi_{\text{vert}}, n)$ мы визуально находили случаи возникновения ВГВ и определяли ее частоту $f_v = 1/T_v$. Ниже рассмотрены два случая ВГВ с частотой f_v , сравнимой с Δf и примерно в 2,5 раза меньшей, чем $\Delta f l_3$.

2. Результаты эксперимента

На рис. 1 показано распределение радиальной скорости по высоте и времени, полученное из измерений лидаром при направлении зондирующего пуч-

ка строго вверх (т.е. распределение вертикальной компоненты вектора скорости ветра с шагом по высоте 18 м и времени 0,5 с), а также представлены взятые из этого двумерного распределения временные ходы радиальной скорости на различных высотах. Данные рис. 1 – яркий пример волны (почти полностью гармонического колебания скорости ветра), что часто наблюдалась нами ранее (но при меньшей амплитуде колебания) в лидарных измерениях с использованием конического сканирования на побережье оз. Байкал в районе пос. Листвянка [1–3]. Видно, что на высоте 369 м амплитуда волны A_z может достигать 1,5 м/с. В предыдущих наших лидарных экспериментах было установлено, что отношение амплитуды волны для горизонтальной компоненты ветра $A_x/A_z \approx 3$ [1]. Таким образом, если $A_z = 1,5$ м/с, то $A_x = 4,5$ м/с. К сожалению, из измерений всего лишь одним лидаром невозможно доказать справедливость утверждения, что $A_x = 4,5$ м/с.

Для определения периода колебания волны T_v мы взяли три ее цуга в показанном на рис. 1 временном ходе радиальной скорости на высоте 549 м (см. черную кривую на рис. 2, а). Из этой зависимости скорости от времени путем применения Фурье-интерполяции мы получили нормированный спектр в низкочастотной области, показанный на рис. 2, б. По положению максимума спектра (см. вертикальную линию на рис. 2, б) мы установили, что частота ВГВ $f_v = 0,00216$ Гц и период волны $T_v = 1/f_v = 463$ с (7,7 мин). Воспользовавшись этим значением f_v , мы с помощью подгонки $V_L(m\Delta t; R_k, \varphi_{\text{vert}}, n)$ к синусоидальной зависимости вертикальной компоненты скорости ветра от времени методом наименьших квадратов определили амплитуду $A_z = 1,15$ м/с и фазу ψ_v гравитационной волны. Результат расчета по формуле $V_z(h, t) = \langle V_z \rangle + A_z(h) \cos[2\pi t/T_v + \psi_v]$ ($\langle \dots \rangle$ – оператор усреднения по ансамблю реализаций, h – высота и t – время) [1] с использованием полученных значений параметров ВГВ показан на рис. 2, а в виде серой кривой.

Воспользовавшись приведенными на рис. 1 данными для зависимостей радиальной скорости от времени, мы рассчитали спектральные плотности вертикальной компоненты скорости ветра $\hat{S}_L(f_l)$ на различных высотах, задав ширину временного окна $T_W = M_1 \Delta t_1 = 500$ с (8,3 мин), которая сравнима с периодом ВГВ ($T_v = 7,7$ мин). Эти спектральные плотности представлены на рис. 3, а. Так как ширина спектрального канала $\Delta f = 1/T_W$ сравнима с частотой ВГВ f_v , в этих спектрах максимум приходится на первый спектральный канал. Интересно отметить, что величина спектральной плотности в этом канале почти одинаковая (~ 4 м²/с) для высот от 369 до 729 м. В то же время значения спектральных плотностей, усредненных по интервалу частот от 0,05 до 0,2 Гц (в пределах этого интервала определяется ε), за вычетом шумовой составляющей S_N (пунктирные линии на рис. 3) существенно различаются для разных высот.

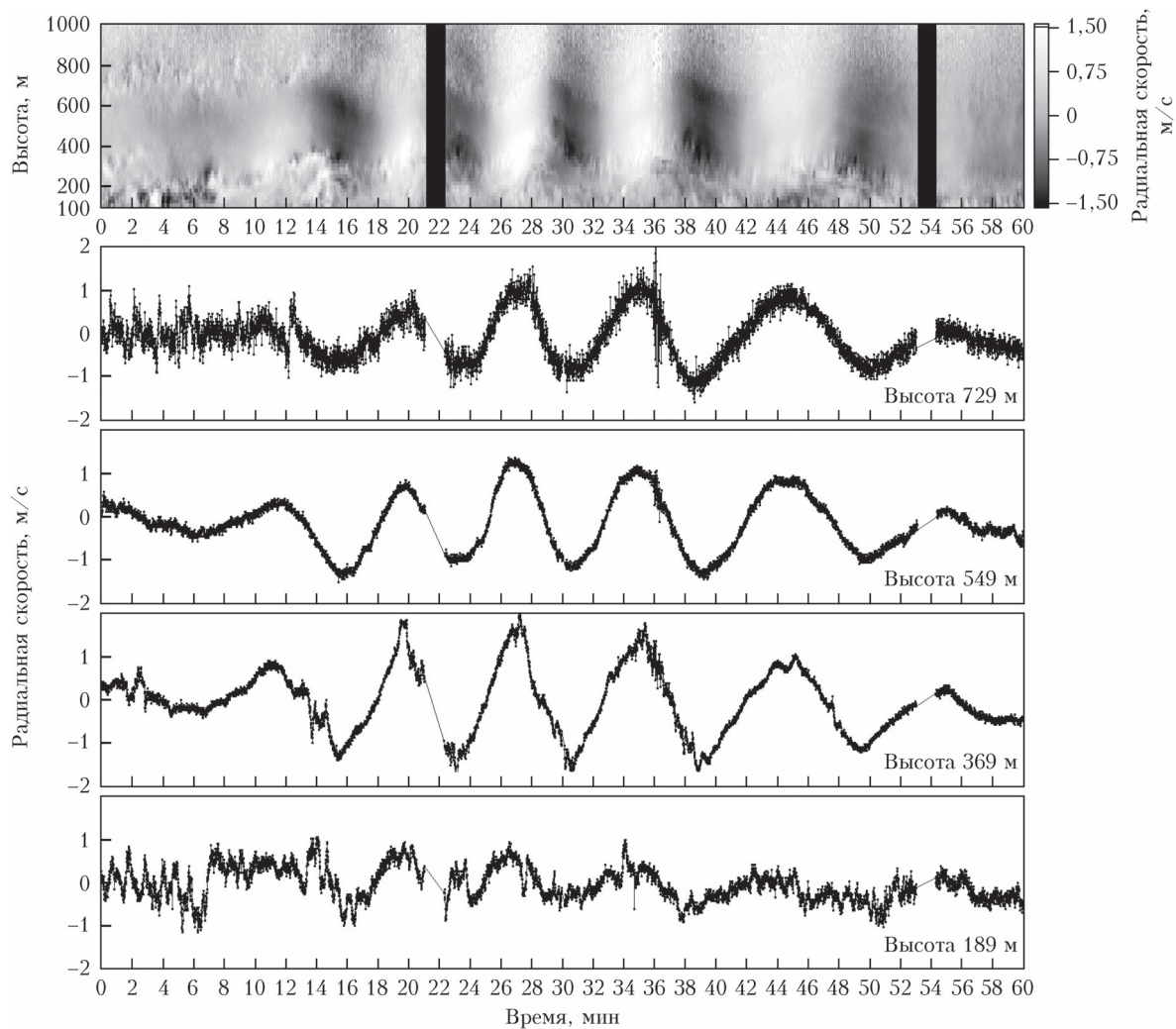


Рис. 1. Распределение радиальной скорости по высоте и времени, полученное из измерений лидаром Stream Line (при вертикальном направлении зондирующего пучка и интервале дискретизации данных 0,5 с), в течение часа начиная с 15:30 по местному времени 11.08.2020 на побережье оз. Байкал

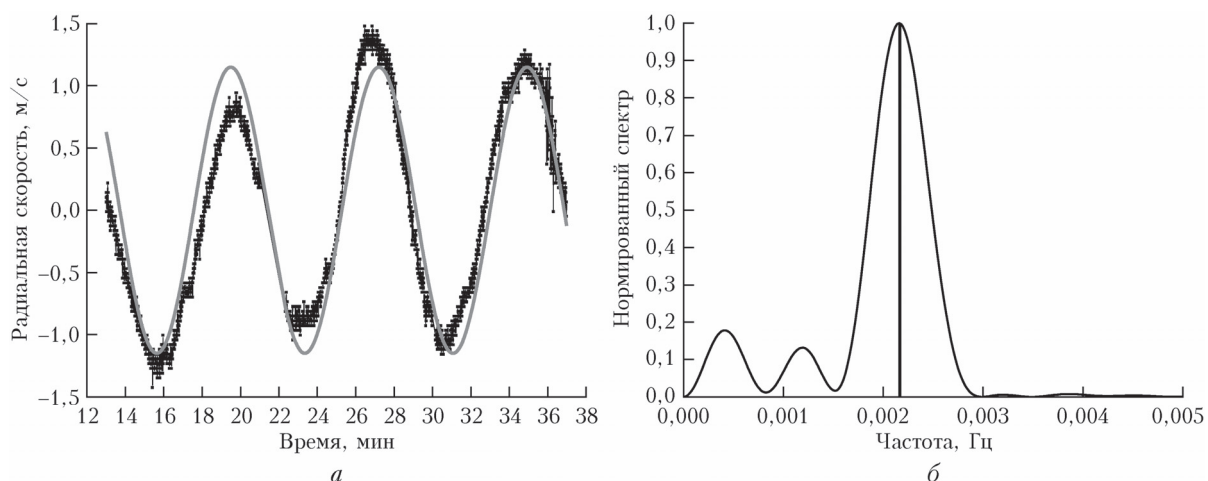


Рис. 2. Временной ход радиальной скорости (черная кривая), измеренный лидаром Stream Line на высоте 549 м начиная с 15:43 по местному времени 11.08.2020 на побережье оз. Байкал, и результат расчета по формуле $V_z(h, t) = \langle V \rangle + A_z(h) \cos[2\pi t / T_v + \psi_v]$ с использованием полученных параметров ВГВ методом наименьших квадратов (серая кривая) (а); получаемый из измерения (а) нормированный спектр в низкочастотной области (б); вертикальная линия указывает на частоту колебаний ВГВ

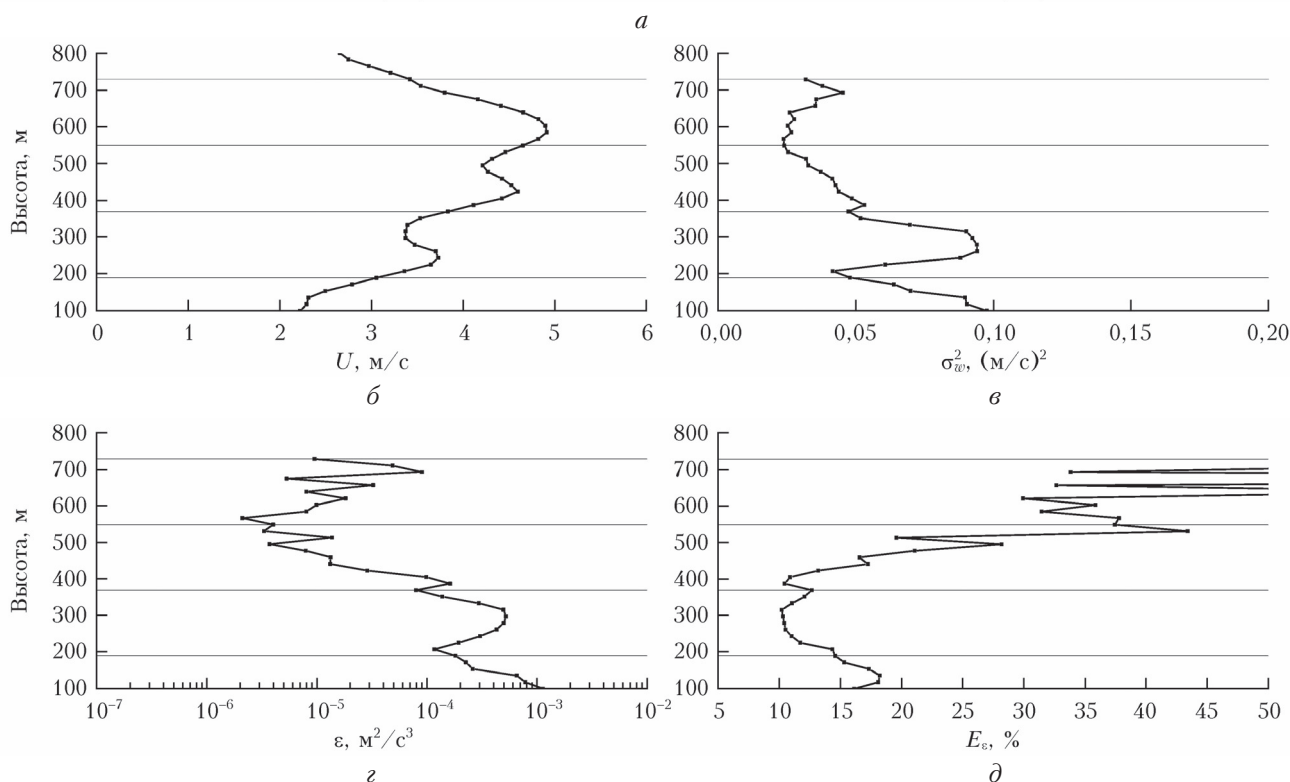
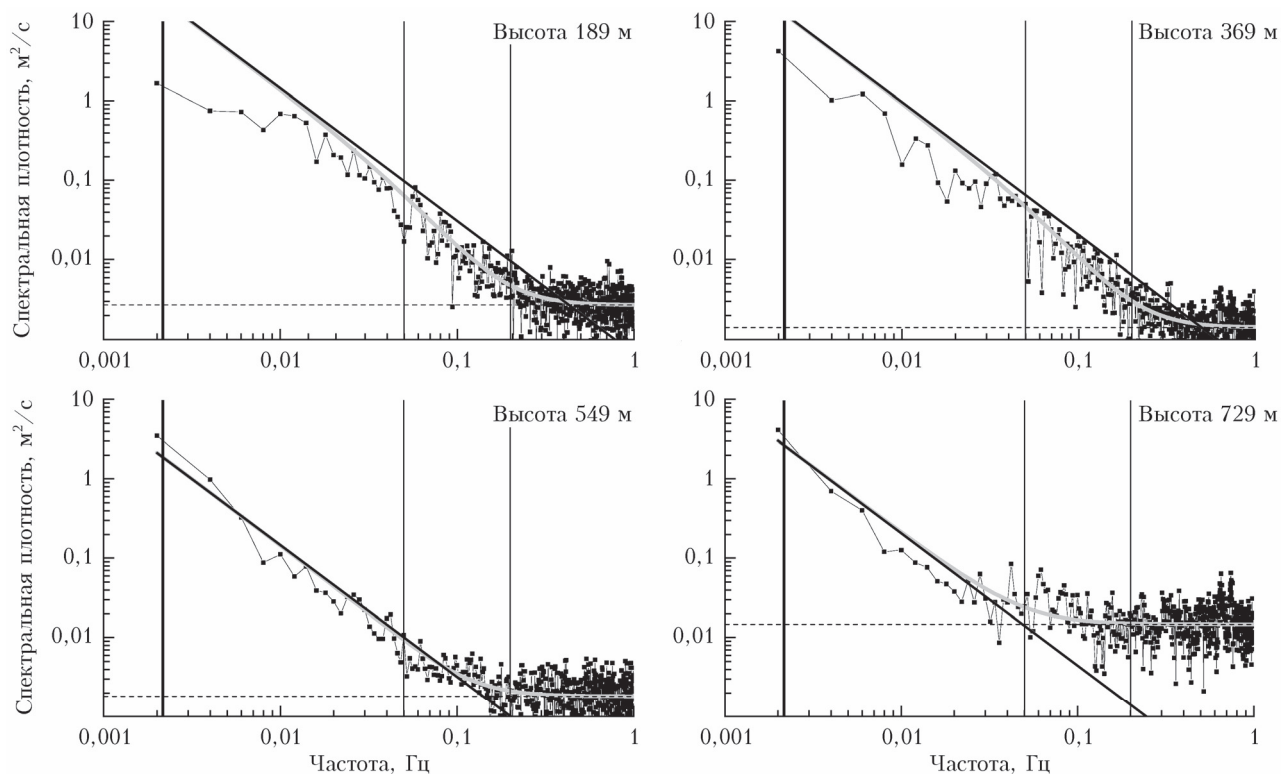


Рис. 3. Спектральные плотности лидарных оценок радиальной скорости на различных высотах (а) (квадратики, соединенные линиями, черные кривые – «-5/3-е» спектры Колмогорова–Обухова; серые кривые – результаты подгонки модельного спектра к измеренным; пунктирные линии – шумовые составляющие спектров); вертикальная полужирная линия указывает частоту ВГВ, совпадающую с той, которая определена при анализе спектра на рис. 2, б, оставшиеся две линии – границы частотного интервала, в пределах которого из измеренного спектра определяется скорость диссипации. Высотные профили средней скорости ветра (б), дисперсии вертикальной компоненты вектора скорости ветра (в), скорости диссипации турбулентной энергии (г) и относительной погрешности лидарной оценки скорости диссипации (д), полученные из измерений лидаром Stream Line с 15:51 до 16:23 по местному времени 11.08.2020 на побережье оз. Байкал

На рис. 3, б–д представлены высотные профили $U(h_k)$, $\sigma_w^2(h_k)$, $\epsilon(h_k)$ и $E_\epsilon(h_k)$ (высота $h_k = h_0 + k\Delta h$, $h_0 = 99$ м, $k = 0, 1, 2, \dots$ и $\Delta h = 18$ м), восстановленные из измерений лидаром с 19:37 по 20:08 во время распространения ВГВ с периодом колебаний 7,7 мин. В отличие от рассмотренных в [8] случаев возникновения ВГВ (см. рис. 9, б и 10, д в [8]), здесь не наблюдается возрастания $\sigma_w^2(h_k)$ в центральной части струйного течения (на высоте ~ 600 м). Это означает, что высокочастотная фильтрация при T_w , сравнимом с T_v , позволяет учитывать вклад только турбулентных вариаций скорости ветра в оценку дисперсии σ_w^2 .

Далее рассмотрен случай возникновения ВГВ с периодом $T_v \ll T_w$. Пример такой гравитационной волны приведен на рис. 4, где показаны распределение измеренной лидаром радиальной скорости по высоте и времени, временной ход радиальной скорости (вдоль горизонтальной линии на рис. 4, а, указывающей высоту, на которой эффект ВГВ максимален) и ее спектральная плотность. На рис. 4, б видно, что амплитуда квазигармонических колебаний вертикальной компоненты вектора скорости ветра $A_z \sim 1$ м/с. С помощью Фурье-интерполяции из спектра, показанного на рис. 4, в, мы получили, что $f_v = 0,0219$ Гц, т.е. $T_v \approx 46$ с. Понятно, что наличие спектрального пика на частоте f_v , сильно

превышающего спектральные компоненты на меньших $f_l < f_v$ и больших $f_l > f_v$ частотах, приведет к существенному завышению оценки σ_w^2 . В то же время такая частота более чем в 2 раза меньше нижней границы частотного интервала 0,05 Гц, в пределах которого мы получаем оценку ϵ . Чтобы проверить, приведет ли наличие такой ВГВ к переоценке ϵ , мы сравнили результаты лидарных измерений до, во время и после распространения этой гравитационной волны.

На рис. 5 представлены результаты восстановления по трем высотным профилям $U(h_k)$, $\sigma_w^2(h_k)$, $\epsilon(h_k)$ и $E_\epsilon(h_k)$ из лидарных измерений с интервалом времени ~ 30 мин (когда ВГВ нет, есть и снова нет). Так как, согласно данным на рис. 5, а, ВГВ распространялась в слое 300–500 м (в окрестности центра НСТ на высоте 400 м), следует ожидать завышения оценки σ_w^2 , что и подтверждает рис. 5, б. В то же время сравнение на рис. 5, в кривой 2, полученной из измерений во время распространения гравитационной волны в течение 15 мин (см. рис. 4, б), с кривыми 1 и 3 (когда ВГВ нет) на высотах в центральной части струйного течения (около 400 м) указывает на завышение оценки ϵ по аналогии с завышением оценки σ_w^2 . Так что, если частота нижней границы частотного интервала, в пределах которого определяется скорость диссипации,

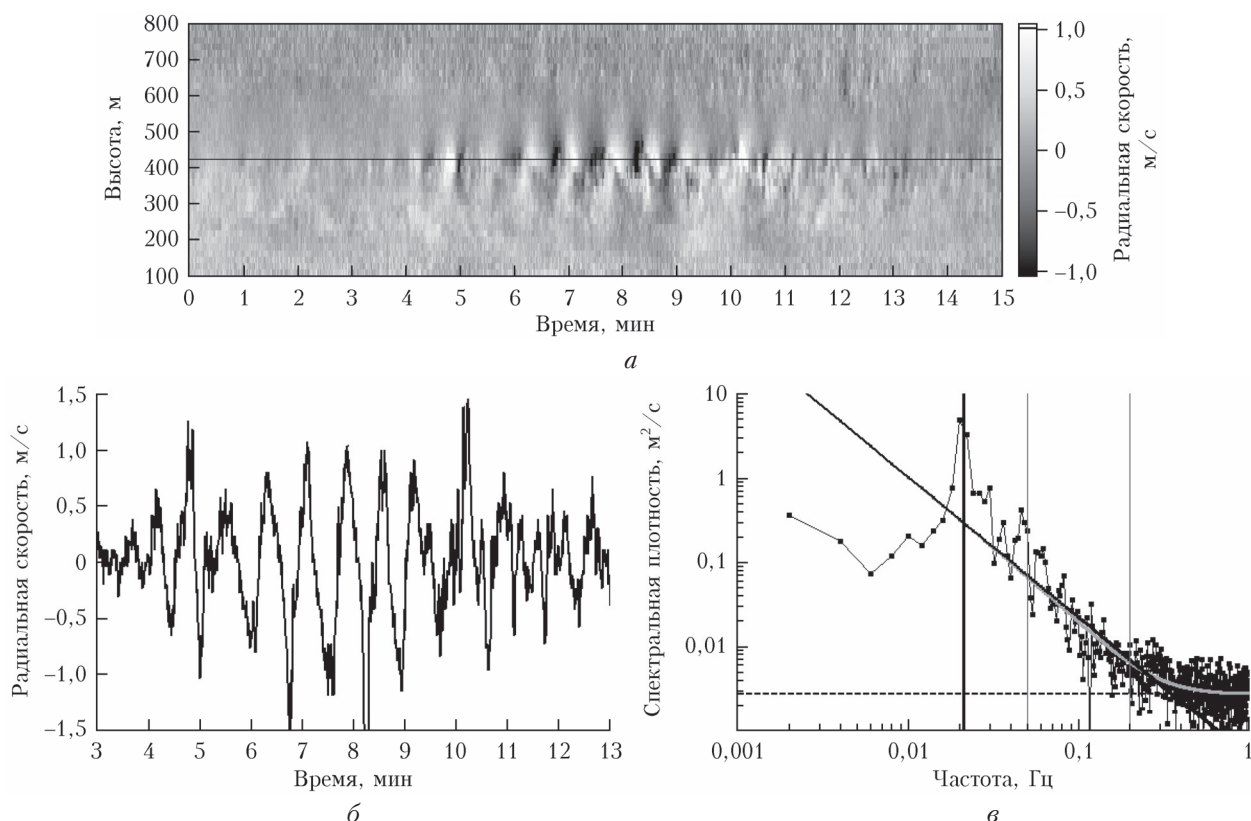


Рис. 4. Распределение радиальной скорости, измеренное лидаром Stream Line в течение 15 мин начиная с 19:41 по местному времени 12.08.2020 на побережье оз. Байкал (а); взятый из этого распределения временной ход радиальной скорости на высоте 423 м (б); спектральная плотность радиальной скорости, измеренной лидаром на высоте 423 м с 19:37 по 20:08 по местному времени 12.08.2020 (в) (квадратики, соединенные линиями). Полуширная вертикальная линия (в) указывает на частоту колебаний ВГВ, черная кривая — « $-5/3$ -й» спектр Колмогорова–Обухова

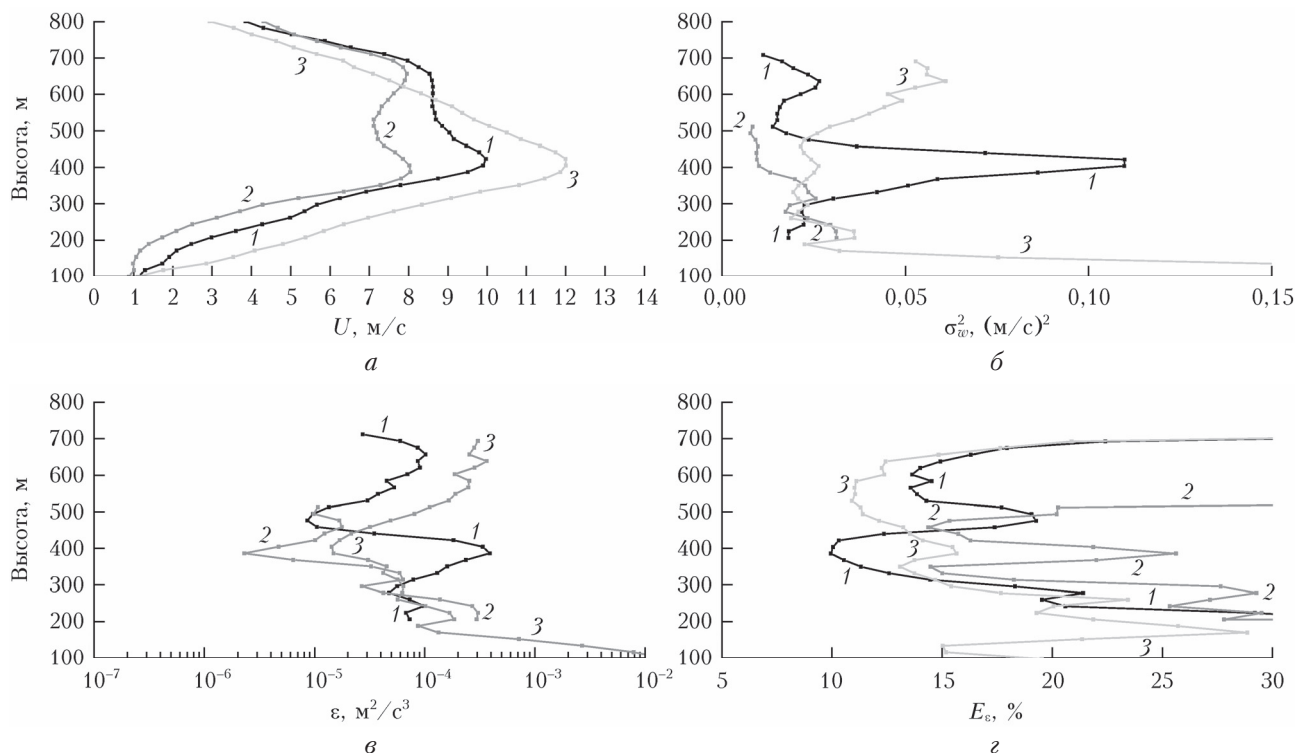


Рис. 5. Высотные профили средней скорости ветра (а), дисперсии вертикальной компоненты вектора скорости ветра (б), скорости диссипации турбулентной энергии (в) и относительной погрешности лидарной оценки скорости диссипации (г), восстановленные из измерений лидаром с 19:06 по 19:37 (кривые 1), с 19:37 по 20:08 при наличии ВГВ (кривые 2) и с 20:08 по 20:39 (кривые 3) 12.08.2020 на побережье оз. Байкал

в 2,5 раза превышает частоту ВГВ, это еще не гарантирует переоценки скорости диссипации из-за отсутствия гравитационной волны.

Из данных лидарного эксперимента 2020 г. на побережье оз. Байкал мы обнаружили четыре случая возникновения ВГВ с продолжительностью наблюдения от 15 мин до 1,5 ч с периодами T_v : 1) 12 мин; 2) 8,5 мин, 3) 7,7 мин, когда ВГВ не оказывает влияние на точность оценок параметров ветровой турбулентности; 4) 46 с, когда из-за ВГВ имеет место завышение оценок как σ_w^2 , так и ϵ . Возможно, за семь дней эксперимента мы смогли бы обнаружить еще несколько явлений ВГВ, но из-за дождей, низкой облачности (как следствие, низкого отношения сигнал-шум) и вымывания атмосферного аэрозоля дождем более половины всех исходных лидарных данных оказались непригодными для анализа.

Заключение

За время эксперимента с использованием новой стратегии лидарных измерений (чередующиеся измерения при вертикальном направлении зондирующего пучка и при коническом сканировании) нами выявлено четыре случая возникновения гравитационных волн на фоне НСТ в ПСА. Максимальный и минимальный период этих волн — 12 мин и 46 с соответственно. Установлено, что наличие в атмосфере ВГВ с периодом колебаний 7,7 мин,

не намного меньшим, чем ширина временного окна (8,3 мин), практически не оказывает никакого влияния на величину оценок параметров ветровой турбулентности. Если же лидарные измерения выполнены в присутствии ВГВ с периодом колебаний 46 с, то оценки дисперсии скорости ветра и скорости турбулентной энергии будут сильно завышены. Если лидарная оценка скорости диссипации является несмещенной, ее величина в центральной части НСТ, так же как и в эксперименте на БЭКЕ ИОА СО РАН, в основном варьируется в пределах от 10^{-6} до $10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}^3$.

1. Banakh V.A., Smalikhov 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, N 10. P. 5239–5248.
2. Banakh V.A., Smalikhov I.N. Lidar studies of wind turbulence in the stable atmospheric boundary layer // Remote Sens. 2018. V. 10, N 18. P. 1219.
3. Banakh V.A., Smalikhov I.N., Falits A.V. Wind-temperature regime and wind turbulence in a stable boundary layer of the atmosphere: Case study // Remote Sens. 2020. V. 12. P. 955. DOI: 10.3390/rs12060955.
4. Smalikhov I.N., Banakh V.A. Effect of wind transport of turbulent inhomogeneities on estimation of the turbulence energy dissipation rate from measurements by a conically scanning coherent Doppler lidar // Remote Sens. 2020. V. 12, N 17. P. 2802. DOI: 10.3390/rs12172802.
5. Smalikhov I.N., Banakh V.A. Measurements of wind turbulence parameters by a conically scanning coherent Dop-

- pler lidar in the atmospheric boundary layer // Atmos. Meas. Tech. 2017. V. 10, N 11. P. 4191–4208.
6. *Banakh V.A., Smalikho I.N., Falits A.V.* Estimation of the height of turbulent mixing layer from data of Doppler lidar measurements using conical scanning by a probe beam // Atmos. Meas. Tech. 2021. V. 14, N 2. P. 1511–1524.
7. *Смалихо И.Н., Банах В.А., Шерстобитов А.М.* Определение параметров турбулентности из спектров вертикальной скорости ветра, измеряемой импульсным когерентным доплеровским лидаром. Часть I. Метод // Оптика атмосф. и океана. 2021. Т. 34, № 10. С. 769–778.
8. *Смалихо И.Н., Банах В.А., Шерстобитов А.М., Фалиц А.В.* Определение параметров турбулентности из спектров вертикальной скорости ветра, измеряемой импульсным когерентным доплеровским лидаром. Часть II. Эксперимент на БЭКе ИОА СО РАН // Оптика атмосф. и океана. 2021. Т. 34, № 10. С. 779–791.

I.N. Smalikho, V.A. Banakh, A.A. Sukharev. Determination of turbulence parameters from the spectra of vertical wind velocity component measured by a pulsed coherent Doppler lidar. Part III. Experiment on the coast of Lake Baikal.

Using a new method for determining the parameters of wind turbulence from the spectra of the vertical wind speed measured by a pulsed coherent Doppler lidar (PCDL), an experiment was carried out in 2020 on the coast of Lake Baikal as part of the study of turbulence and internal gravity waves (IGW) in the atmospheric boundary layer (ABL). The results of this experiment are presented; the spectra and lidar estimates of the variance of the vertical wind speed and the turbulent energy dissipation rate, obtained from the measurements of the Stream Line PCDL in the presence of a low-level jet and IGW in the ABL, are analyzed.