

Влияние внутренней гравитационной волны на форму кривой для спектральной плотности вертикальной компоненты скорости ветра

И.Н. Смалихо✉, В.А. Банах, А.М. Шерстобитов*

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

Поступила в редакцию 04.09.2023;
после доработки 19.10.2023;
принята к печати 20.09.2023

Вопросы турбулентно-волнового взаимодействия в пограничном слое атмосферы (ПСА) пока не достаточно полно изучены. В частности, вопрос о влиянии возникающей в термически устойчивом ПСА внутренней гравитационной волны (ВГВ) на спектр турбулентных флуктуаций скорости ветра оставался открытым. В настоящей работе с использованием данных, полученных импульсным когерентным доплеровским лидаром, исследуется влияние ВГВ на форму кривой для спектральной плотности вертикальной компоненты вектора скорости ветра. Установлено, что ВГВ вызывает существенное изменение формы кривой спектра скорости ветра на частотах ниже границы инерционного интервала турбулентности. При этом в промежутке между частотой ВГВ и нижней границей инерционного интервала зависимость спектра от частоты близка к степенной. Путем анализа 700 лидарных оценок спектров вертикальной скорости ветра установлено, что для такого частотного промежутка показатель степени в среднем равен -3 . Результаты работы могут быть использованы для улучшения алгоритмов численного моделирования в термически устойчивом ПСА.

Ключевые слова: когерентный доплеровский лидар, ветровая турбулентность, внутренняя гравитационная волна, спектральная плотность, показатель степени; coherent Doppler lidar, wind turbulence, internal gravity wave, spectral density, exponent.

Введение

На динамику атмосферы Земли значительное влияние оказывает пограничный слой атмосферы (ПСА). Обмен энергией, теплом и примесями между земной поверхностью и свободной атмосферой происходит именно через него. Важную роль в этом играет турбулентность ветрового потока, интенсивность которой в существенной степени зависит от типа температурной стратификации (неустойчивая, нейтральная, устойчивая) [1–6]. Турбулентность и волновые процессы в термически устойчивом пограничном слое (УПС) изучены недостаточно, хотя в летний период УПС регулярно наблюдается при ночном выхолаживании поверхности Земли [1–3, 7]. В большинстве случаев в УПС формируется низкоуровневое струйное течение (НСТ) с максимумом скорости ветра на высоте от 100 до 800 м [4, 7, 8]. Значительно реже возникает внутренняя гравитационная волна (ВГВ). Исследования взаимодействия ветровой

турбулентности и ВГВ в термически устойчивом пограничном слое актуальны, так как они необходимы для улучшения алгоритмов численного моделирования УПС [9].

Ветровой поток в атмосфере всегда является турбулентным. Его можно представить в виде набора вихрей различных масштабов с каскадной передачей энергии от крупных к более мелким случайным неоднородностям ветра. Согласно развитой теории Колмогорова–Обухова [10, 11] в инерционном интервале турбулентности спектр скорости ветра имеет степенную зависимость от частоты с показателем $-5/3$ и пропорционален $\varepsilon^{2/3}$, где ε — скорость диссипации кинетической энергии турбулентности. С наступлением устойчивой температурной стратификации атмосферы из-за затрат части энергии турбулентности на преодоление сил плавучести интенсивность турбулентных вариаций ветра ослабевает. При этом может образовываться подобласть плавучести, в пределах которой энергетический спектр скорости ветра имеет степенную зависимость от частоты с показателем степени α , заметно меньшим, чем $-5/3$, в частности, теоретически получены значения $\alpha = -3$ [5, 12] (формула Шура–Ламли) и $-11/5$ [5, 13, 14] (формула Больджиано–Монина).

* Игорь Николаевич Смалихо (smalikho@iao.ru); Виктор Арсентьевич Банах (banakh@iao.ru); Артем Михайлович Шерстобитов (shrgarm@iao.ru).

Степенная зависимость спектра скорости ветра с $\alpha = -3$ была подтверждена в эксперименте, в котором осуществлялись измерения датчиками с борта самолета в верхней части тропосферы в зоне высотного струйного течения [5, 15].

В настоящее время импульсный когерентный доплеровский лидар (ИКДЛ) является наиболее эффективным техническим средством для получения информации о ветре в нижней части тропосферы, в частности в ПСА. Создание микроимпульсных (оптоволоконных) ИКДЛ [16–19], обеспечивающих высокое пространственно-временное разрешение измеряемой величины и долговременность непрерывной работы лидара без технических сбоев, открыло широкие возможности в изучении динамики ПСА, включая ветровую турбулентность, НСТ и ВГВ. Один из таких ИКДЛ — лидар Stream Line (производство HALO Photonics, Великобритания) [17], который был использован нами в экспериментах по исследованию ветровой турбулентности, НСТ и ВГВ в УПС с 2016 г. [20–28]. Мы разработали различные стратегии измерения лидаром Stream Line и методы оценивания параметров ветровой турбулентности (скорость диссипации, дисперсия радиальной скорости и т.д.) [21, 22, 24, 26, 28] и ВГВ (амплитуды A_x , A_z для горизонтальной и вертикальной компонент соответственно и частота квазигармонических колебаний скорости ветра f_{osc}) [20].

В [28] предложена стратегия, заключающаяся в попеременном измерении ветра лидаром при вертикальном направлении зондирующего пучка (в течение 8,3 мин) и коническом сканировании (продолжительность одного сканирования $T_{scan} = 1$ мин). Такая стратегия позволяет получать оценки горизонтальной U и вертикальной $\bar{V}_z$ компонент скорости ветра и угла направления ветра θ_V (по данным конического сканирования) и спектральной плотности вертикальной скорости ветра $S_L(f_l)$ (по данным измерений при вертикальном направлении пучка), где $f_l = l\Delta f$ — частота, $l = 1, 2, \dots, 500$, $\Delta f = 0,002$ Гц — номер и ширина спектрального канала соответственно. Воспользовавшись оценками U и $S_L(f_l)$, с помощью гипотезы замороженной турбулентности [1, 2] в пределах частотного интервала 0,05–0,2 Гц (за исключением случаев очень сильной температурной устойчивости данный интервал не выходит за пределы инерционного интервала турбулентности) определяется ϵ по алгоритму из [28]. В этой работе также дано описание способов определения инструментальной погрешности оценки радиальной скорости ветра σ_e , дисперсии вертикальной компоненты скорости σ_w^2 и относительной погрешности оценки скорости диссипации энергии турбулентности E_ϵ . Согласно экспериментам [28], проводившимся в УПС, образующаяся в нем ВГВ может оказывать существенное влияние на форму кривой $S_L(f_l)$.

Цель настоящей работы — исследование такого влияния с использованием оценок $S_L(f_l)$, полученных из измерений лидаром Stream Line во время

наших экспериментов 2020–2022 гг., по предложенной в [28] методике. При этом особое внимание уделяется участку спектра на частотах между f_{osc} и 0,05 Гц.

1. Эксперименты в 2020 и 2021 гг.

Измерения лидаром Stream Line с использованием стратегии [28] в 2020 и 2021 гг. были проведены на территории Базового экспериментального комплекса (БЭК) ИОА СО РАН. Лидар был установлен на земле в точке с координатами 56°06'51,41" с.ш., 85°06'03,22" в.д. Высота апертуры приемопередающего телескопа лидара над поверхностью земли составляла 1 м. Непрерывные лидарные измерения были выполнены 28.06–26.07.2020 г., 01–20.07.2021 г. и 09–23.08.2021 г.

Для спектральной аккумуляции использовалось по 7500 импульсов. С учетом того, что частота следования импульсов $f_p = 15$ кГц, интервал дискретизации данных $\Delta t = N_a/f_p = 0,5$ с (N_a — количество импульсов). Во время эксперимента регистрируемые данные в виде текущего времени t_m , угла места ϕ_m , азимутального угла θ_m , массивов оценок радиальной скорости $V_r(R_k, t_m)$ и отношения сигнал/шум $SNR(R_k, t_m)$ сохраняются в текстовые файлы на компьютере лидара ($R_k = R_0 + k\Delta R$ — расстояние от лидара до центра зондируемого объема вдоль оптической оси; $k = 0, 1, 2, \dots, K-1$; $\Delta R = 18$ м; $t_m = t_0 + m\Delta t$ и $m = 0, 1, 2, \dots, M-1$). В случае измерения при вертикальном направлении зондирующего пучка $\phi_m = 90^\circ$ и, следовательно, высоты измерения $h_k = R_k$ (для анализа результатов эксперимента мы задавали $h_0 = 99$ м и $h_{K-1} = 621$ м, шаг по высоте $\Delta h = 18$ м, h — высота, отсчитываемая от уровня апертуры телескопа лидара). Коническое сканирование зондирующим пучком осуществлялось при $\phi_m = 60^\circ$. Высоты измерения $h'_k = R_k \cos 60^\circ$ и θ_m со временем (в пределах одного конического сканирования) изменяются почти равномерно с шагом $\Delta\theta = 360^\circ/M = 3^\circ$, где $M = T_{scan}/\Delta t = 120$.

С учетом затрат времени на изменения ϕ_m с 90 на 60° и наоборот продолжительность одного цикла $T_c = 10$ мин. Применяв к массивам оценок радиальной скорости, измеренной при коническом сканировании, метод прямой синусоидальной подгонки, получаем оценки скорости и направления ветра (для различных высот) в зависимости от времени с шагом T_c . Из высотно-временных распределений $V_z(h_k, t_m)$ (измерения при $\phi_m = 90^\circ$, когда можно положить $V_z(h_k, t_m) = V_r(R_k, t_m)$) мы визуальным образом выявляли случаи ВГВ. Так, например, 06.07.2021 г. после 03:00 (здесь и далее указано местное время) возникла ВГВ. При этом имело место НСТ с максимумом скорости ветра на относительно небольших высотах, от 100 до 200 м.

На рис. 1, а представлен взятый из измеренного распределения $V_z(h_k, t_m)$ временной ход вертикальной компоненты скорости ветра $V_z(t_m)$ на высоте 405 м в случае ВГВ, распространяющейся

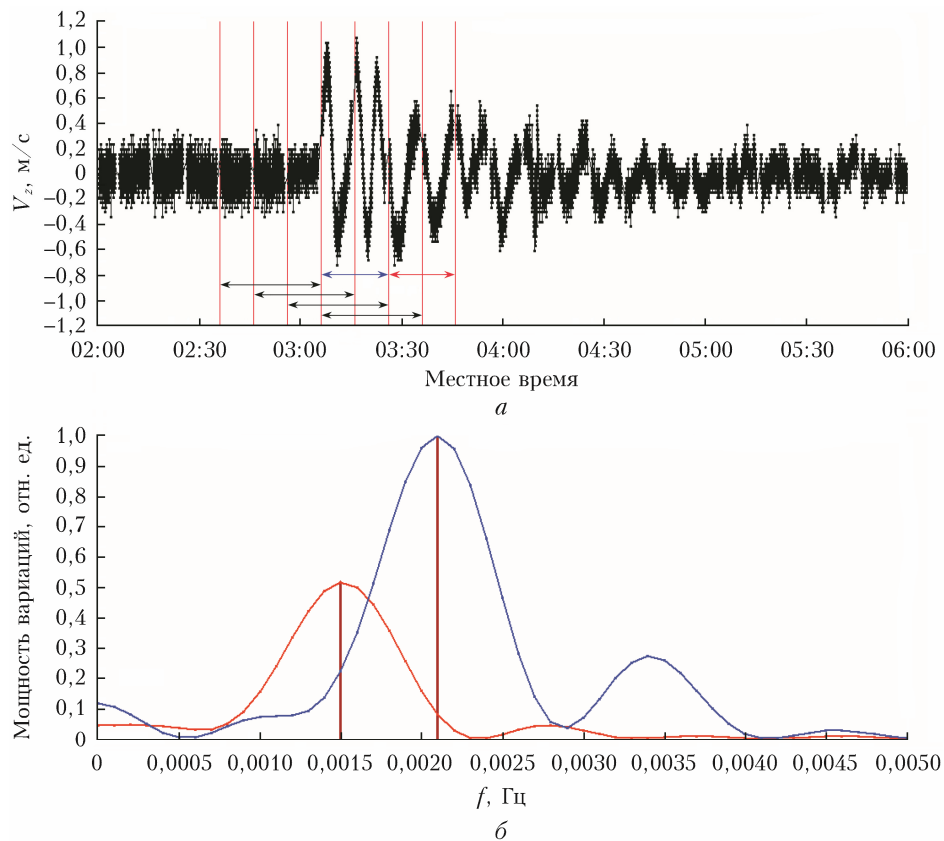


Рис. 1. Временной ход вертикальной компоненты вектора скорости ветра на высоте 405 м, восстановленный из измерений лидаром Stream Line при вертикальном направлении зондирующего пучка на БЭКе ИОА СО РАН 06.07.2021 (а); спектры мощности вариаций вертикальной скорости на временных интервалах 03:06–03:26 (синяя кривая) и 03:26–03:46 (красная кривая) (б) (см. цветной рисунок на сайте <http://iao.ru/ru/content/vol.37-2024/iss.03>)

в ночном ПСА 06.07.2021 г. в период с 02:00 до 06:00. Видно, что после возникновения ВГВ в 03:06 она в течение почти двух часов затухала до полного перехода энергии волны в энергию турбулентных вариаций скорости ветра.

Для определения f_{osc} (период колебания $T_{\text{osc}} = 1/f_{\text{osc}}$), вызванных распространением ВГВ, мы воспользовались данными рис. 1, а на непересекающихся временных интервалах 03:06–03:26 и 03:26–03:46 (синяя и красная стрелки соответственно). Из данных для $V_z(t_m)$ на этих интервалах после равномерной интерполяции и добавления к каждому из массивов значений скорости соответствующего числа нулей мы получили два спектра мощности вариаций V_z , которые показаны на рис. 1, б. По положению максимума каждого из этих спектров (см. коричневые вертикальные линии на рис. 1, б) мы определили, что $f_{\text{osc}} = 0,0021$ Гц ($T_{\text{osc}} \approx 8$ мин) в интервале 03:06–03:26 и $0,0015$ Гц ($T_{\text{osc}} \approx 11$ мин) в интервале 03:26–03:46.

Согласно высотно-временному распределению $\text{SNR}(h_k, t_m)$, полученному из измерений лидаром Stream Line 06.07.2021 г., наибольшее SNR имеет место на высоте 300 м (расстояние, на которое фокусировалось зондирующее излучение). Следовательно, на этой высоте наименьшая инструментальная

погрешность оценивания $V_z(t_m)$. Тогда, воспользовавшись измеренными $V_z(h_k, t_m)$ на $h_k = 297$ м на четырех 30-минутных интервалах, границы которых показаны на рис. 1, а черными стрелками (в пределах первого интервала ВГВ нет), мы получили четыре кривые $S_L(f_l)$ (использовалась формула (1), приведенная в [28]) (черные кривые на рис. 2).

На рис. 2 вертикальные коричневые линии указывают на частоты ВГВ f_{osc} , определенные нами описанным выше способом (на графике для $S_L(f_l)$, рассчитанной из данных измерения за время 02:36–03:06, когда ВГВ еще не было, такой коричневой линии, естественно, нет). Из этих спектральных плотностей в пределах частотного интервала $f_l = 0,05–0,2$ Гц (на рис. 2 границы интервала указаны красными стрелками) были получены оценки ϵ методом [28]. Видно, что с появлением ВГВ в окрестности f_{osc} произошло увеличение амплитуды спектра более чем на два порядка. Это должно привести к существенному увеличению оценки σ_w^2 , рассчитываемой с использованием $S_L(f_l)$ при $f_l \geq 0,002$ Гц. Так как нижняя граница частотного интервала (0,05 Гц), в пределах которого определяется ϵ , значительно меньше f_{osc} (примерно в 25 раз), наличие ВГВ не должно привести к существенной переоценке ϵ .

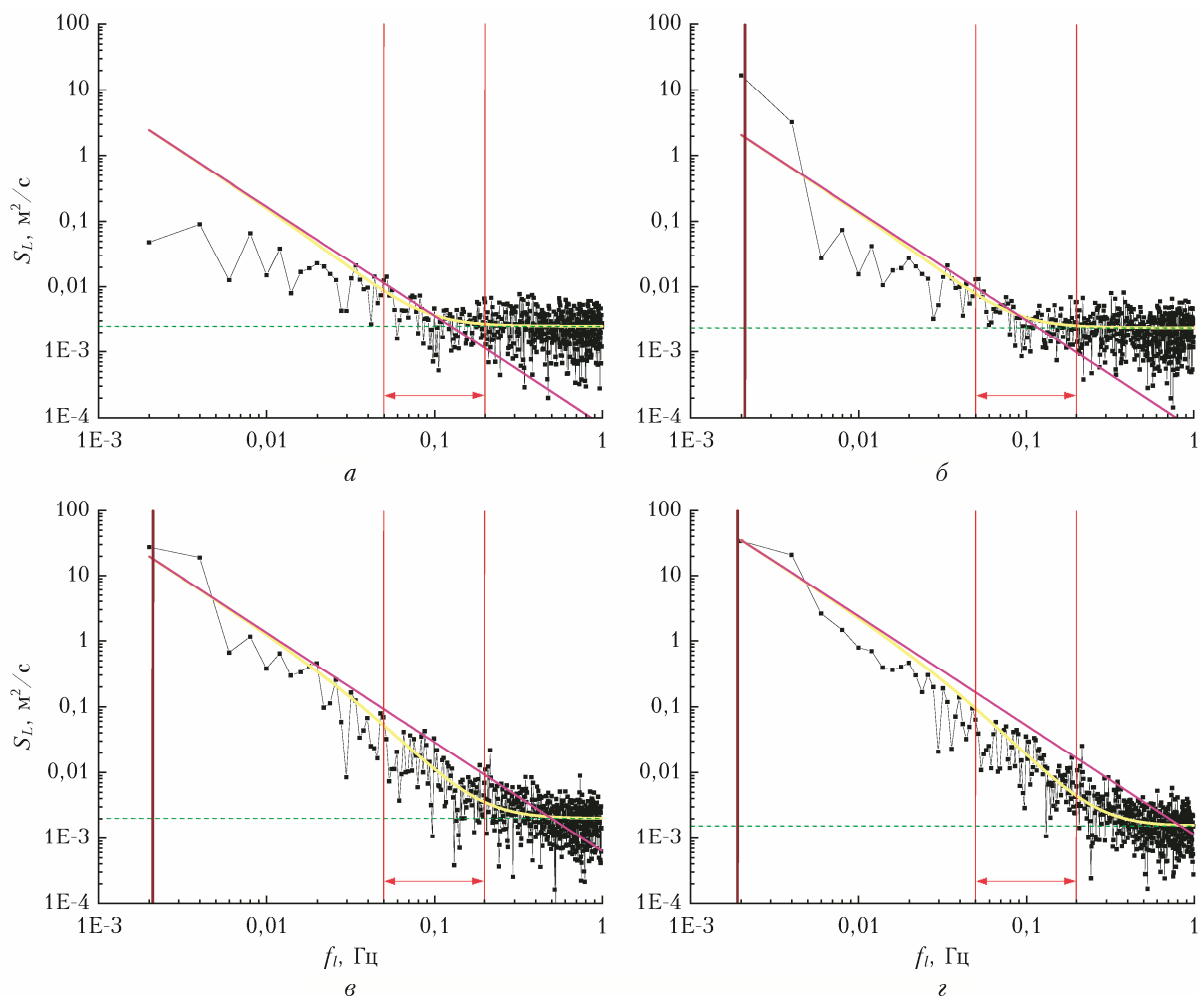


Рис. 2. Спектральные плотности вертикальной компоненты вектора скорости (черные кривые), полученные из измерений лидаром Stream Line на БЭКе ИОА СО РАН 06.07.2021 г. на высоте 297 м в 30-минутные интервалы, показанные черными стрелками на рис. 1: *a* – 02:36–03:06, *б* – 02:46–03:16, *в* – 03:56–03:26, *г* – 03:06–03:36. Зеленые пунктирные линии – шумовая составляющая спектра. Стрелками показан интервал, в пределах которого определяется ϵ методом [28]. С использованием полученных ϵ рассчитаны желтые кривые (по формуле (14) в [28]) и спектры Колмогорова–Обухова (розовые кривые – по формуле (18) в [28]). Коричневые вертикальные линии указывают на частоты квазигармонических колебаний, обусловленных внутренней гравитационной волной, возникшей в рассматриваемый день после 03:06 (см. цветной рисунок на сайте <http://iao.ru/ru/content/vol.37-2024/iss.03>)

На рис. 2, *в*, *г* явно видно увеличение спектральной плотности в пределах инерционного интервала турбулентности (розовые линии), следовательно, скорость диссипации возрастает. По-видимому, это связано с частичной передачей энергии ВГВ мелко-масштабным турбулентным вариациям вертикальной компоненты скорости ветра.

2. Эксперимент в 2022 г.

С 25 по 30.05.2022 г. также с использованием предложенной в [28] стратегии измерения лидаром Stream Line был проведен эксперимент в томском Академгородке. В этот раз лидар был установлен на крыше здания Института оптики атмосферы (ИОА) СО РАН. Точка положения апертуры телескопа лидара возвышалась на 12 м над поверхностью земли и была на 3200 м западнее точки положения

во время экспериментов на БЭКе ИОА СО РАН в 2020 и 2021 гг. Параметры лидарных измерений и обработки исходных данных задавались такими же, как указано в разд. 1. За шесть дней непрерывных измерений мы наблюдали два явления ВГВ в ночное время 28.05 (с 02:30 до 05:30) и 30.05 (с 04:00 до 07:40) 2022 г. При этом в обоих случаях распространение гравитационной волны происходило при наличии НСТ.

Из анализа результатов лидарных измерений 28.05.2022 г. с 02:00 до 05:00 следует, что в ПСА имело место струйное течение с максимумом скорости на высотах от 240 до 350 м, а ВГВ наблюдалось лишь в верхней части струйного течения, а ниже центра НСТ имело место довольно интенсивное турбулентное перемешивание воздуха.

На рис. 3, *a* представлено распределение $V_z(h_k, t_m)$, полученное из измерений 28.05.2022 г.

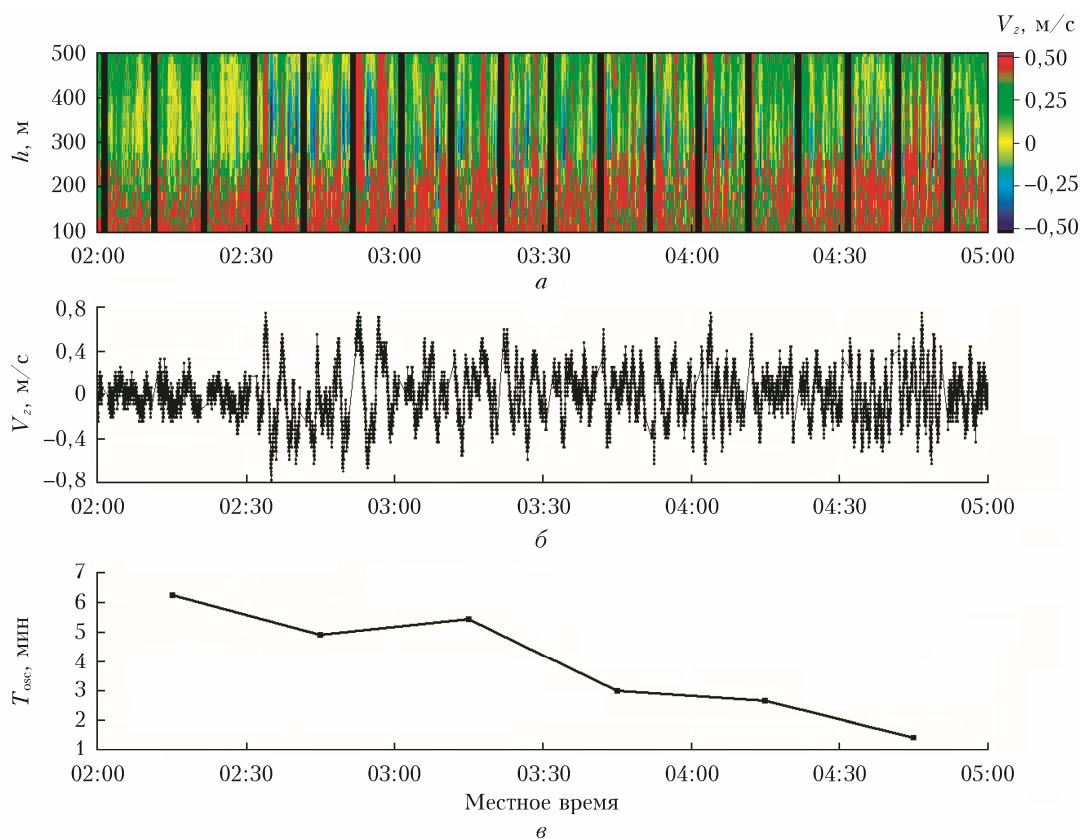


Рис. 3. Высотно-временное распределение (а), временной ход на высоте 351 м вертикальной скорости ветра (б) и изменение периода квазигармонических колебаний ветра со временем (в), полученные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке 28.05.2022 г. (см. цветной рисунок на сайте <http://iao.ru/ru/content/vol.37-2024/iss.03>)

Здесь черным цветом показаны временные интервалы, в пределах которых использовалось коническое сканирование зондирующим пучком (для получения информации о скорости и направлении ветра). В слое на высотах от 250 до 450 м нетрудно увидеть возмущения вертикальной скорости ветра, вызванные распространяющейся в нем ВГВ.

Для большей наглядности изображения гравитационной волны на рис. 3, б показан $V_z(t_m)$ на высоте 351 м, построенный по данным рис. 3, а. Согласно рис. 3, б амплитуда квазигармонических колебаний (т.е. амплитуда ВГВ) вертикальной скорости не превышает 0,8 м/с.

После применения к временному ходу, показанному на рис. 3, б, низкочастотной фильтрации и сплайн-интерполяции данных с равномерным достаточно малым шагом по времени мы получили шесть кривых для $S_L(f_i)$ через каждые 30 мин (в рассматриваемом временном интервале) и по положениям максимумов в спектрах определили f_{osc} , по которым рассчитали $T_{osc} = 1/f_{osc}$. На рис. 3, в показано изменение со временем T_{osc} : он уменьшается с 6 мин до почти 1 мин.

Воспользовавшись данными, представленными на рис. 3, б, мы получили спектральные плотности вертикальной скорости ветра, три из которых для различных временных интервалов измерения приве-

дены на рис. 4. Коричневыми вертикальными линиями указываются частоты колебаний f_{osc} , соответствующие показанным на рис. 3, в периодам $T_{osc} = 1/f_{osc}$. Видно, что со временем f_{osc} растет (рис. 4, а–в). Также видно, что из-за ВГВ в частотном диапазоне между f_{osc} и 0,05 Гц уменьшение с частотой f_i спектральной плотности $S_L(f_i)$ является более быстрым по сравнению со степенной зависимостью спектра от частоты $\sim f_i^{-5/3}$. Кроме того, в этом диапазоне зависимость спектра $S_L(f_i)$ близка к степенной.

Предположим, что в интервале частот от f_{osc} до 0,05 Гц усредненная по ансамблю реализаций $\langle S_L(f_i) \rangle$ имеет степенную зависимость $\langle S_L(f_i) \rangle = A f_i^\alpha$, где A — независимый от частоты коэффициент; α — показатель степени. Тогда путем подгонки в пределах этого интервала линейной зависимости $\lg A + \alpha \lg f_i$ от $\lg f_i$ к $\lg(S_L(f_i))$ методом наименьших квадратов определяем A и α . На рис. 4 голубыми кривыми показаны полученные функции частоты $A f_i^\alpha$, также указаны значения показателя степени: $\alpha = -3,2$ (рис. 4, а); $\alpha = -2,6$ (рис. 4, б) и $\alpha = -3,1$ (рис. 4, в). Такие оценки α существенно меньше $-5/3$ и достаточно близки к теоретическому значению Ламли–Шура $\alpha = -3$.

Воспользовавшись описанным выше алгоритмом определения α , из лидарных измерений

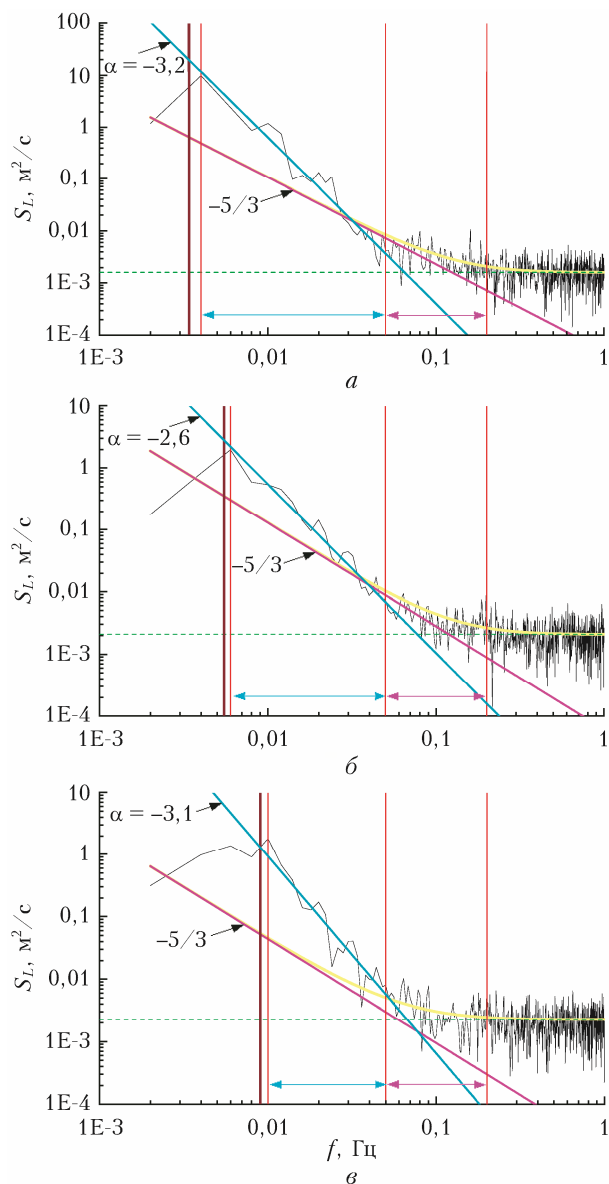


Рис. 4. Спектральные плотности вертикальной компоненты скорости ветра (сплошные кривые), полученные с 02:30 до 03:00 (а), с 03:30 до 04:00 (б) и с 03:50 до 04:20 (в) на высоте 405 м. Лидар Stream Line, 28.05.2022 г. Зеленые пунктирные линии указывают на шумовые составляющие спектров. С использованием полученных значений скорости диссипации турбулентной энергии были рассчитаны спектральные плотности с учетом шума и усреднения по зондируемому объему (желтые кривые) и степенная зависимость спектра от частоты с показателем степени $-5/3$ (розовые линии). Розовые стрелки — частотный интервал, в пределах которого оценивалась скорость диссипации. Коричневые вертикальные линии — частота квазигармонических колебаний вертикальной скорости. Голубые линии — результаты подгонки степенной зависимости к измеренной зависимости спектра от частоты в интервалах, указанных голубыми стрелками (см. цветной рисунок на сайте <http://iao.ru/ru/content/vol.37-2024/iss.03>)

на высоте 351 м в промежутке от 00:00 до 08:00 28.05.2022 г. мы получили временной ход показателя степени $\alpha(t)$ (рис. 5) с шагом 10 мин и сопоставили его с показателем степени $-5/3$, характерным

для инерционного интервала турбулентности. Из рис. 5 видно, что во время распространения ВГВ (с 02:30 до $\approx 05:30$) в диапазоне 0,006–0,05 Гц (ниже частот инерционного интервала турбулентности) $\alpha < -5/3$. В остальное время, наоборот, $\alpha > -5/3$. Следует отметить, что во время наших измерений с 20:00 27.05 до 08:00 28.05.2022 г. температурная стратификация в атмосферном слое выше 200 м была только устойчивая (согласно данным температурного профилометра МТР-5) и все время имело место НСТ. Тем не менее только во время распространения ВГВ $\alpha < -5/3$.

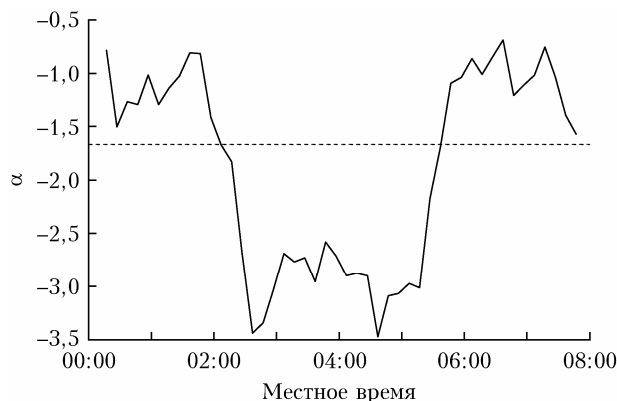


Рис. 5. Временной ход показателя степени α , определяемого путем подгонки степенной зависимости к измеренной $S_L(f)$ в частотном интервале от 0,006 до 0,05 Гц (сплошная кривая). Лидар Stream Line, 28.05.2022 г., высота 351 м. Штриховая кривая соответствует показателю степени $-5/3$

Рассмотрим другой пример влияния ВГВ, наблюдаемой нами в лидарных измерениях 30.05.2022 г., на $S_L(f)$. На рис. 6 представлены спектральные плотности вертикальной компоненты скорости ветра, полученные из лидарных измерений, на различных высотах во время распространения ВГВ с $f_{osc} \approx 0,003$ Гц в атмосферном слое 250–600 м. Чтобы избежать влияния шумовой составляющей спектра $S_L(f)$, мы определяли α в пределах от 0,004 до 0,02 Гц. Рис. 6 наглядно иллюстрирует существенное превышение наклона спектра (голубые линии) над наклоном $-5/3$ (розовые линии) для высот начиная с 297 м.

На рис. 7 представлены высотные профили U , ε , E_ε и α . Профиль скорости ветра вполне характерен для случая НСТ. Как видно на рис. 7, в, для слоя на $h_k > 440$ м относительная погрешность $E_\varepsilon(h_k) > 30\%$ и, следовательно, выше 440 м точность определения скорости диссипации турбулентной энергии является неприемлемой. Можно предположить, что в слое 440–600 м скорость диссипации существенно завышена (рис. 7, б). Согласно рис. 7, г в прилегающем к земле слое до высоты 230 м, в котором происходит довольно интенсивное турбулентное перемешивание воздуха (рис. 7, б), показатель степени $\alpha > -5/3$. С высотой α быстро падает и уже начиная с 300 м становится близким к -3 .

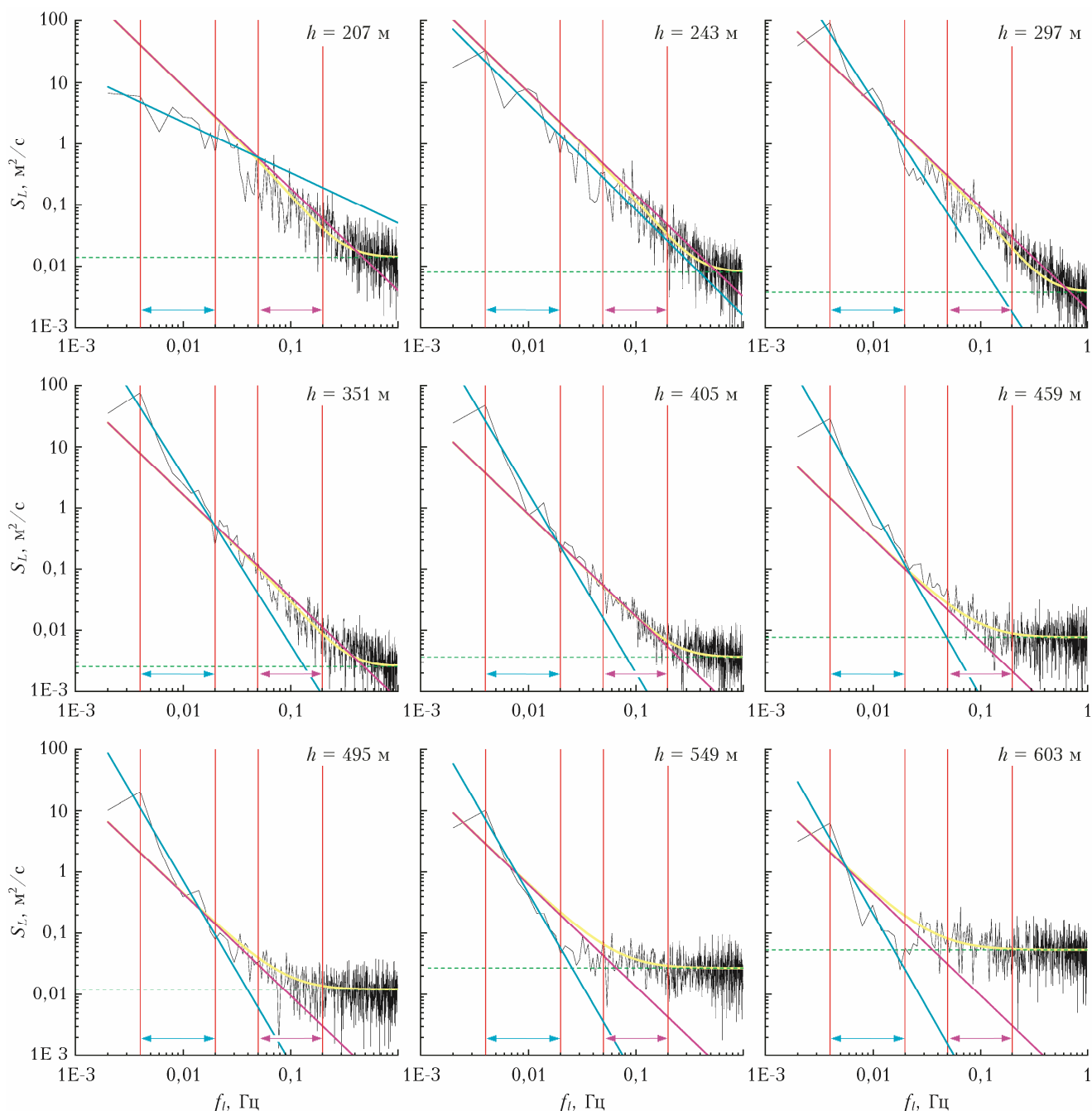


Рис. 6. Спектральные плотности вертикальной компоненты скорости ветра на различных высотах (сплошные кривые). Лидар Stream Line, с 06:04 до 06:34 30.05.2022 г. (см. цветной рисунок на сайте <http://iao.ru/ru/content/vol.37-2024/iss.03>). Обозначение кривых см. на рис. 4

3. Гистограмма лидарных оценок показателя степени

Для того чтобы определить наиболее характерный показатель степени α , мы воспользовались 700 оценками $S_L(f_l)$, полученными из измерений ИКДЛ Stream Line на БЭКе ИОА СО РАН в 2020 г. (220 спектров), в 2021 г. (155 спектров) и в томском Академгородке в 2022 г. (325 спектров). При этом спектры $S_L(f_l)$ получены из измерений

$V_z(h_k, t_m)$ в следующих условиях: 1) в течение каждого 30-минутного отрезка измерения все время была ВГВ; 2) высоты h_k не ниже центра НСТ (точки максимума горизонтальной скорости ветра $U(h_k)$); 3) частота ВГВ $f_{osc} < 0,02$ Гц; 4) $SNR > -18$ дБ.

При определении α из отобранных спектров $S_L(f_l)$ мы задавали верхнюю границу частотного интервала, в пределах которого оценивался α , в зависимости от уровня шумовой составляющей спектра

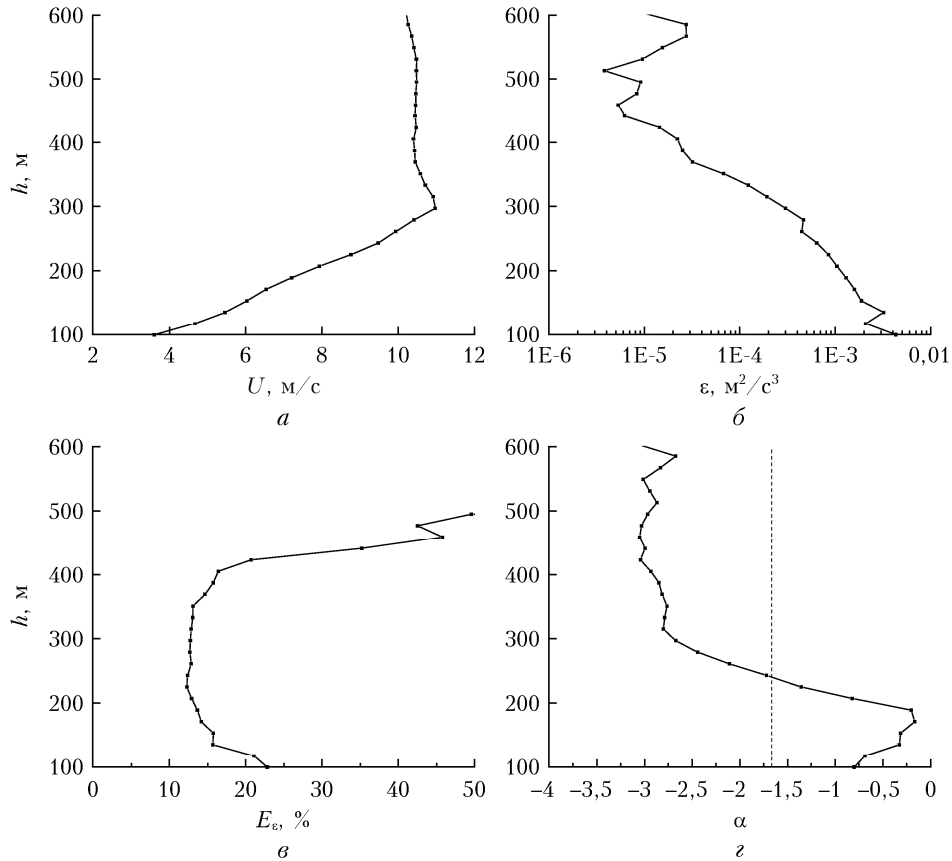


Рис. 7. Высотные профили горизонтальной скорости ветра (а), скорости диссипации турбулентной энергии (б), относительной погрешности лидарной оценки скорости диссипации (в) и показатель степени, определяемый путем подгонки степенной зависимости к измеренной $S_L(f_i)$ в интервале от 0,004 до 0,02 Гц (г); штриховая линия соответствует показателю степени $-5/3$. Лидар Stream Line, 06:04–06:34 30.05.2022 г.

($\geq 0,02$ и $\leq 0,06$ Гц). Нижняя граница такого частотного интервала не менее f_{osc} . С использованием всех 700 оценок α была рассчитана гистограмма, представленная на рис. 8, где среднее значение $\alpha = -3$, а СКО = 0,44. Вероятность того, что α примет значение от $-3,5$ до $-2,5$, составляет 80%.

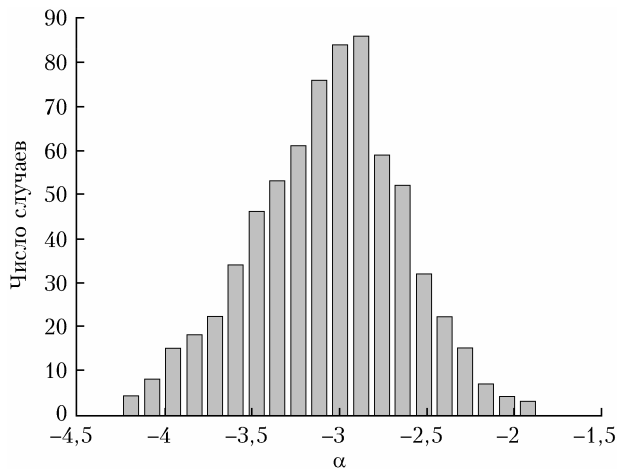


Рис. 8. Гистограмма оценок показателя степени α , определяемого из лидарных измерений спектральной плотности вертикальной скорости ветра при наличии ВГВ в ПСА

Заключение

Анализ экспериментальных данных, полученных лидаром Stream Line в 2020, 2021 и 2022 гг. на БЭКе ИОА СО РАН и в томском Академгородке с использованием предложенной в [28] стратегии, показал следующее.

Отношение суммарной продолжительности наблюдения НСТ, формируемого в термически устойчивом ПСА, к суммарному времени наблюдения ВГВ, в подавляющем числе случаев возникающей при наличии НСТ в атмосфере (по крайней мере в настоящих измерениях), составляет $\sim 4,3$. Примерно в половине случаев во время НСТ возникала ВГВ, продолжительность непрерывного наблюдения которой варьировалась от 0,5 до 5 ч. Следует отметить, что нами выявлено всего два случая ВГВ из данных, измеренных в УПС при отсутствии струйного течения. При этом скорость ветра не превышала 3 м/с, но с высотой направление ветра резко изменялось (иногда почти на противоположное).

Установлено, что в УПС при возникновении ВГВ спектральная плотность вертикальной компоненты скорости ветра существенно (иногда на порядки) увеличивается в окрестности частоты квазигармонических колебаний скорости ветра. Вследствие

турбулентно-волнового взаимодействия (передачи энергии ВГВ турбулентным вариациям ветра) спектр вертикальной скорости в низкочастотной области между частотой ВГВ и частотой, соответствующей низшей границе инерционного интервала турбулентности, ведет себя как зависимость от частоты, близкая к степенной с показателем степени α , значительно меньшим, чем $-5/3$ (показатель степени в спектре Колмогорова–Обухова). Такое поведение спектров характерно в основном для высот не ниже центра НСТ (точки максимума горизонтальной скорости ветра). По-видимому, такое поведение связано с интенсивным турбулентным перемешиванием воздуха в нижней части струйного течения и переходом значительной части энергии гравитационной волны в энергию турбулентности.

Путем подгонки модели спектра со степенной зависимостью от частоты к спектральной плотности вертикальной скорости ветра, измеренной лидаром при любой температурной стратификации ПСА, но без ВГВ, в низкочастотной области (от 0,004 до 0,04 Гц) было получено, что в подавляющем числе случаев оценка показателя степени $\alpha > -5/3$, даже если измерения проведены при НСТ. В случае же измерений при распространении ВГВ, наоборот, $\alpha < -5/3$. Из лидарных данных 2020–2022 гг. во время распространения ВГВ мы получили 700 спектров вертикальной скорости ветра, по которым оценен α и построена гистограмма. Согласно ей, α варьируется в пределах примерно от -4 до -2 (80% оценок приходится на интервал от $-3,5$ до $-2,5$) и среднее значение α составляет -3 .

Список литературы

1. Ламли Дж., Пановский Г. Структура атмосферной турбулентности. М.: Мир, 1966. 264 с.
2. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Ч. 2. М.: Наука, 1967. 720 с.
3. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 292 с.
4. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 342 с.
5. Винниченко Н.К., Пинус Н.Э., Шметер С.М., Шур Г.Н. Турбулентность в свободной атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 288 с.
6. Nieuwstadt F.T.M., Van Dop H. Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling: A Course Held in the Nauque, 21–25 September, 1981. Dordrecht, 1982. 351 p.
7. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 263 с.
8. Banta R.M., Newsome R.K., Lundquist J.K., Pichugina Y.L., Coulter R.L., Mahrt L. Nocturnal low-level jet characteristics over Kansas during CASES-99 // Bound.-Lay. Meteorol. 2002. V. 105. P. 221–252.
9. Edwards J.M., Beljaars A.C.M., Holstag A.A.M., Lock A.P. Representation of boundary-layer processes in numerical weather prediction and climate models // Bound.-Lay. Meteorol. 2020. V. 177. P. 511–539.
10. Колмогоров А.Н. Локальная структура турбулентности в несжимаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса // Докл. АН СССР. 1941. Т. 30, № 4. С. 299–303.
11. Обухов А.М. О распределении энергии в спектре турбулентного потока // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1941. № 4–5. С. 453–463.
12. Lamley J.P. The spectrum of nearly inertial turbulence in a stably stratified fluid // J. Atmos. Sci. 1964. V. 21, N 1. P. 99–102.
13. Bolgiano R.J. Structure of turbulence in stratified media // J. Geophys. Res. 1962. V. 67, N 8. P. 3015–3023.
14. Монин А.С. О спектре турбулентности в температурно-неоднородной атмосфере // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962. № 3. С. 397–407.
15. Шур Г.Н. Экспериментальные исследования энергетического спектра атмосферной турбулентности // Труды ЦАО. 1962. Вып. 43. С. 79–91.
16. Kameyama S., Ando T., Asaka K., Hirano Y., Wadaka S. Compact all-fiber pulsed coherent Doppler lidar system for wind sensing // Appl. Opt. 2007. V. 46, N 11. P. 1953–1962.
17. Pierson G., Davies F., Collier C. An analysis of performance of the UFAM Pulsed Doppler lidar for the observing the boundary layer // J. Atmos. Ocean. Technol. 2009. V. 26, N 2. P. 240–250.
18. Dolfi-Bouteyre A., Canat G., Valla M., Augere B., Besson C., Goulard D., Lombard L., Cariou J.P., Durécu A., Fleury D., Bricteux L., Brousmiche S., Pulsed 1.5- μ m LIDAR for axial aircraft wake vortex detection based on high-brightness large-core fiber amplifier // IEEE J. Sel. Top. Quantum. Electron. 2009. V. 15. P. 441–450.
19. Wu S., Liu B., Liu J., Zhai X., Feng C., Wang G., Zhang H., Yin J., Wang X., Li R., Gallacher D. Wind turbine wake visualization and characteristics analysis by Doppler lidar // Opt. Express. 2016. V. 24, N 10. DOI: 10.1364/OE.24.00A762.
20. 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, N 10. P. 5239–5248. DOI: 10.5194/amt-9-5239-2016.
21. Smalikho I.N., Banakh V.A. Measurements of wind turbulence parameters by a conically scanning coherent Doppler lidar in the atmospheric boundary layer // Atmos. Meas. Tech. 2017. V. 10, N 11. P. 4191–4208.
22. Banakh V.A., Smalikho I.N., Falits V.A. Estimation of the turbulence energy dissipation rate in the atmospheric boundary layer from measurements of the radial wind velocity by micropulse coherent Doppler lidar // Opt. Express. 2017. V. 25, N 19. P. 22679–22692.
23. Banakh V.A., Smalikho I.N. Lidar studies of wind turbulence in the stable atmospheric boundary layer // Remote Sens. 2018. V. 10, N 18. P. 1219. DOI: 10.3390/rs10081219.
24. Banakh V.A., Smalikho I.N. Lidar estimates of the anisotropy of wind turbulence in a stable atmospheric boundary layer // Remote Sens. 2019. V. 11, N 18. P. 2115. DOI: 10.3390/rs11182115.
25. Banakh V.A., Smalikho 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.
26. Smalikho I.N., Banakh V.A. Effect of wind transport of turbulent inhomogeneities on estimation of the turbu-

lence 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.

27. *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.

28. *Banakh V.A., Smalikho I.N., Falits A.V., Sherstobitov A.M.* Estimating the parameters of wind turbulence from spectra of radial velocity measured by a pulsed Doppler lidar // Remote Sens. 2021. V. 13. P. 2071. DOI: 10.3390/rs13112071.

I.N. Smalikho, V.A. Banakh, A.M. Sherstobitov. **Influence of an internal gravity wave on the shape of the curve for the spectral density of the vertical component of wind velocity.**

Issues of turbulent wave interaction in the atmospheric boundary layer (ABL) have not yet been sufficiently studied. In particular, the question of the influence of an internal gravity wave (IGW) arising in a thermally stable ABL on the spectrum of turbulent wind speed fluctuations remained open. In this work, using pulsed coherent Doppler lidar measurements, the influence of IGW on the shape of the curve for the spectral density of the vertical component of the wind velocity is studied. It has been established that IGW causes a significant change in the shape of the wind speed spectrum curve at frequencies below the boundary of the inertial turbulence interval. In this case, in the interval between the IGW frequency and the lower limit of the inertial interval, the frequency dependence of the spectrum is close to a power law. By analyzing 700 lidar estimates of vertical wind speed spectra, it was found that for such a frequency interval the exponent is on average equal to -3 . The results of the work can be used to improve algorithms for numerical simulation of thermally stable ABL.