

Температурно-ветровое зондирование пограничного слоя атмосферы в прибрежной зоне Байкала.

II. Атмосферные волны и ветровая турбулентность

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 25.03.2020 г.

Представлены результаты экспериментальных исследований пограничного слоя атмосферы в прибрежной зоне оз. Байкал с использованием когерентного доплеровского ветрового лидара и температурного профилометра. Получены двумерные — по высоте и времени — распределения компонент скорости ветра, температуры и параметров, характеризующих ветровую турбулентность. Определены параметры атмосферных волн, возникающих в устойчивом пограничном слое. Проводится анализ вариаций скорости диссипации кинетической энергии турбулентности, дисперсии флуктуаций радиальной скорости и внешнего масштаба турбулентности во время образования в пограничном слое струйных течений и внутренних атмосферных волн и их связи с вариациями числа Ричардсона.

Ключевые слова: пограничный слой атмосферы, устойчивая стратификация, ветровая турбулентность, атмосферные волны, струйные течения; atmospheric boundary layer, stable stratification, wind velocity turbulence, atmospheric waves, jets.

Введение

В [1] на основании результатов экспериментов с использованием ветрового лидара и температурного профилометра установлено, что в прибрежной зоне на западном берегу Байкала в районе пос. Листвянка на высотах 180–1180 м над уровнем поверхности озера в течение всего периода измерений, с 6 по 23 августа 2018 г., круглосуточно реализовались условия устойчивой термической стратификации с образованием долгоживущих низкоуровневых струйных течений как в ночное, так и в дневное время. Показано, что высотно-временные распределения числа Ричардсона (Ri) имеют слоистую структуру. Слои с числами Ричардсона, превышающими критическое значение ($Ri_{кр} = 0,25$), перемежаются со слоями, где числа Ричардсона меньше критического. В струйных течениях возникают области пониженной статической устойчивости, в которых число Ричардсона принимает существенно меньшие значения, чем вне струйных течений.

Наряду со струйными течениями, во время эксперимента [1] наблюдались внутренние атмосферные волны. Исследованиям атмосферных волн в пограничном слое, в том числе средствами дистанционного зондирования, посвящено множество научных работ, например [2–8]. В настоящей работе представлены количественные данные об осцилляциях

компонент скорости ветра и температуры и вариациях параметров мелкомасштабной ветровой турбулентности во время образования в пограничном слое внутренних атмосферных волн и струйных течений и их связи с вариациями числа Ричардсона в эксперименте [1]. Для этих целей из полученных во время упомянутого эксперимента исходных лидарных данных были сформированы двумерные распределения горизонтальной скорости ветра $U(h_k, t_n)$, направления горизонтальной скорости $\theta_V(h_k, t_n)$ и вертикальной скорости $V_z(h_k, t_n)$ по высоте для $K = 30$ высотных уровней $k = 0, 1, 2, \dots, K - 1$ с шагом $\Delta h = 26$ м от $h_0 = 91$ м до $h_{K-1} = 844$ м относительно высоты лидара и по времени $t_n = t_0 + (n - 1)\Delta t$ с разрешением $\Delta t \approx T_{scan} = 36$ с, где $n = 1, 2, 3, \dots$ — номер и T_{scan} — время сканирования лазерным пучком ветрового лидара вокруг вертикальной оси [1].

1. Атмосферные волны

Из анализа ветровых лидарных данных, полученных с 6 по 23 августа 2018 г., нами было выявлено 14 случаев образования внутренних атмосферных волн. Из высотно-временных распределений $U(h_k, t_n)$, $\theta_V(h_k, t_n)$ и $V_z(h_k, t_n)$ сначала визуально определялись высоты и время появления периодических изменений компонент скорости ветра, затем — параметры атмосферных волн, способом, описание которого дано в [8]. Как было установлено в [8], во время образования внутренних волн осциллирующая составляющая компонент вектора

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

скорости ветра аппроксимируется гармонической волной с некоторым периодом T_v , амплитудой A_v и фазой ψ_v . Период колебаний для всех трех компонент вектора скорости ветра одинаков, фаза волны для горизонтальных составляющих отличается от фазы ψ_v для вертикальной составляющей ветра на $\pi/2$, A_v для продольной компоненты ветра примерно в 3 раза больше, чем для вертикальной.

Во всех случаях наблюдения атмосферных волн в районе измерений с 6 по 23 августа 2018 г. амплитуда волновой составляющей горизонтальной компоненты скорости ветра A_v была не менее 0,6 м/с. Амплитуда осцилляций вертикальной скорости была не менее 0,2 м/с. Максимальные амплитуды ветровых осцилляций были зафиксированы в волне, наблюдавшейся с 02:30 до 03:30 23 августа 2018 г., и составляли $A_v \approx 3$ м/с для горизонтальной и $A_v \approx 1$ м/с для вертикальной компонент скорости ветра. Чем резче менялось направление ветра с высотой, тем больше была амплитуда волны. Продолжительность наблюдавшихся атмосферных волн варьировалась от 40 мин до 5 ч. Период осцилляций T_v изменялся в пределах от 5 до 20 мин.

2. Ветровая турбулентность

Наряду с характеристиками ветровых волн из измерений радиальной скорости лидаром Stream Line были получены данные о параметрах ветровой турбулентности во время существования в пограничном слое струйных течений и внутренних атмосферных волн. Для оценивания параметров ветровой турбулентности (скорости диссипации турбулентной энергии ϵ , дисперсии радиальной скорости ветра σ_r^2 и пространственного масштаба корреляции флуктуаций продольной компоненты скорости ветра (интегрального масштаба турбулентности L_V)) из массива оценок радиальной скорости $V_L(R_k, \theta_m; n)$ [1], получаемых во время конического сканирования зондирующим пучком лидара вокруг вертикальной оси, использовался метод азимутальной структурной функции (АСФ) [9, 10]. Приемлемые по точности оценки параметров ветровой турбулентности методом АСФ возможны, если процентное содержание плохих (ложных) оценок в массиве $V_L(R_k, \theta_m; n)$ близко к нулю [9]. Дополнительно требуется, чтобы отношение сигнал-шум SNR во время измерений было высоким. В противном случае погрешность оценки скорости диссипации турбулентной энергии, как показано в [11], может быть неприемлемо большой даже при равной нулю вероятности ложной оценки радиальной скорости. Это ограничивает высоту восстановления параметров ветровой турбулентности по сравнению с высотой восстановления вектора скорости ветра.

С 21 августа 2018 г. в регионе проведения эксперимента была повышенная концентрация аэрозольных частиц, что обеспечивало отношения сигнал-шум, достаточные для оценивания параметров ветровой турбулентности с приемлемой погрешностью до высот не менее 500 м. Это позволило для периода

с 21 по 23 августа 2018 г. получить двумерные распределения $\epsilon(h_k, t_n)$, $\sigma_r^2(h_k, t_n)$ и $L_V(h_k, t_n)$ — по времени и высоте — для $K = 17$ высотных уровней от $h_0 = 91$ м до $h_{K-1} = 506$ м. Для восстановления высотных профилей параметров ветровой турбулентности использовались массивы оценок радиальных скоростей $V_L(R_k, \theta_m; n)$, полученные в течение $N_s = 15$ сканирований, так что время усреднения $N_s \cdot T_{\text{scan}} \approx 9$ мин.

На рис. 1 представлены пространственно-временные распределения $\epsilon(h_k, t_n)$, $\sigma_r^2(h_k, t_n)$ и $L_V(h_k, t_n)$, полученные из измерений лидаром Stream Line с 01:00 до 07:00 по местному времени 21 и 22 августа 2018 г., когда в атмосфере наблюдались низкоуровневые струйные течения (НСТ). Эффективная толщина струйного течения 21 августа примерно в 2–3 раза больше характерного вертикального размера НСТ, образовавшегося на следующий день.

На каждом из двумерных распределений на рис. 1 черными и серыми кривыми показаны временные ходы максимума скорости ветра в струйном течении. За исключением пространственно-временной области с 01:00 до 04:00 в слое 100–200 м и отдельных небольших областей с предельно слабой турбулентностью, точность оценок параметров турбулентности на рис. 1 вполне приемлема. Относительная погрешность оценивания скорости диссипации составляет ~10%, дисперсии радиальной скорости ~13%, интегрального масштаба ~17%.

Для большей наглядности и удобства анализа на рис. 2 и 3 приведены временные ходы и высотные профили скорости ветра и параметров ветровой турбулентности, полученные из двумерных распределений, показанных на рис. 1. На рис. 1–3 видно, что если 21 августа в слое 100–200 м ниже струйного течения турбулентность была сильной, а скорость диссипации турбулентной энергии достигала 10^{-2} м²/с³, то на следующий день с 01:00 до 04:00 в этом слое турбулентность была очень слабая (см. кривые 1 на рис. 2, б, в для измерений 22 августа 2018 г.).

Согласно рис. 1–3, 21 августа 2018 г. в центральной части струйного течения скорость диссипации турбулентной энергии не превышает 0,0001 м²/с³, а дисперсия радиальной скорости варьируется в пределах от 0,002 до 0,05 м²/с². Слабая турбулентность в центре НСТ была и на следующий день с 01:00 до 03:00. Но затем в центральной и верхней частях струйного течения турбулентность резко возросла. Это происходило на фоне осцилляций скорости ветра с амплитудой ~1 м/с на высоте 500 м, наблюдавшихся с 03:00 до 04:15 (см. кривую 3 на рис. 2, а за 22 августа 2018 г.). Такие колебания вызываются внутренними атмосферными волнами, неоднократно регистрировавшимися в этом регионе [8]. Период волны, возникшей 22 августа, составил 12 мин (5 цугов волны за час). Не исключено, что усиление турбулентности возникло вследствие обрушения волны и частичной трансформации волновой энергии в турбулентную. При обработке данных используется пространственно-временная высокочастотная фильтрация измеряемых лидаром

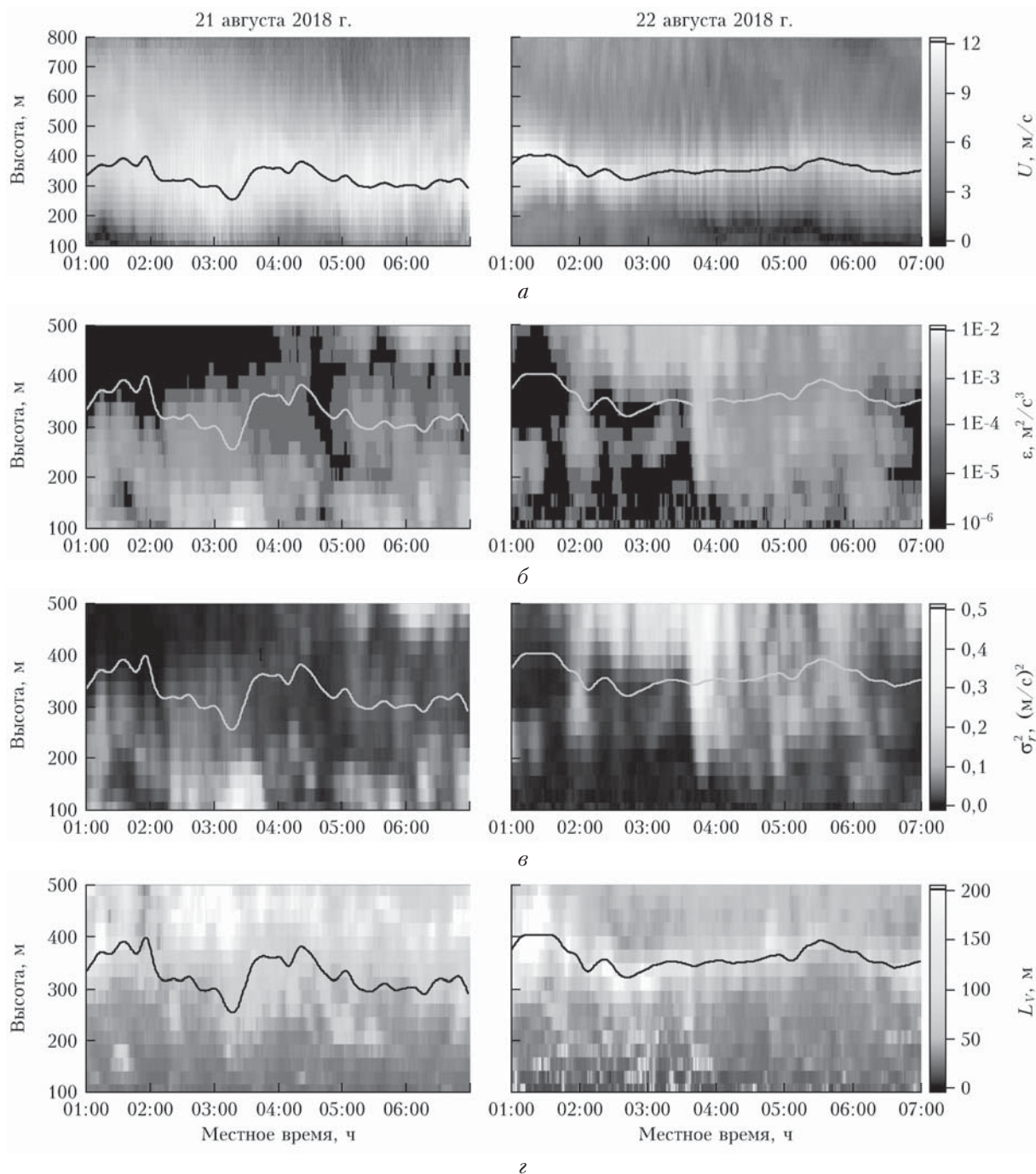


Рис. 1. Распределения: *a* – скорости ветра; *б* – скорости диссипации турбулентной энергии; *в* – дисперсии радиальной скорости; *г* – интегрального масштаба турбулентности по высоте и времени, полученные из измерений лидаром Stream Line на побережье Байкала 21 (двумерные распределения) и 22 августа 2018 г. во время НСТ. Черные и серые кривые – сглаженные временные ходы максимума скорости ветра (центр НСТ)

флуктуаций радиальной скорости, так что наличие низкочастотных квазигармонических колебаний, вызываемых волной, не сказывается на точности оценки параметров ветровой турбулентности.

Из рис. 1, *г*, 2, *г* и 3, *г* следует, что в среднем интегральный масштаб турбулентности растет с высотой, достигая максимальных значений 100–140 м в центральной части струйных течений и затем убывая до 80 (измерения 21 августа 2018 г.) и 60 м (из-

мерения 22 августа 2018 г.) на высоте 500 м. Полученные оценки интегрального масштаба турбулентности согласуются с данными экспериментов [10, 12].

Внутренняя атмосферная волна с наибольшей амплитудой A_v была зарегистрирована в последний день эксперимента 23 августа 2018 г. На рис. 4 приведены распределения параметров ветра $U(h_k, t_n)$, $\theta_v(h_k, t_n)$, $V_z(h_k, t_n)$, ветровой турбулентности $\varepsilon(h_k, t_n)$, $\sigma_r^2(h_k, t_n)$, $L_v(h_k, t_n)$, температуры $T(h, t)$ и числа

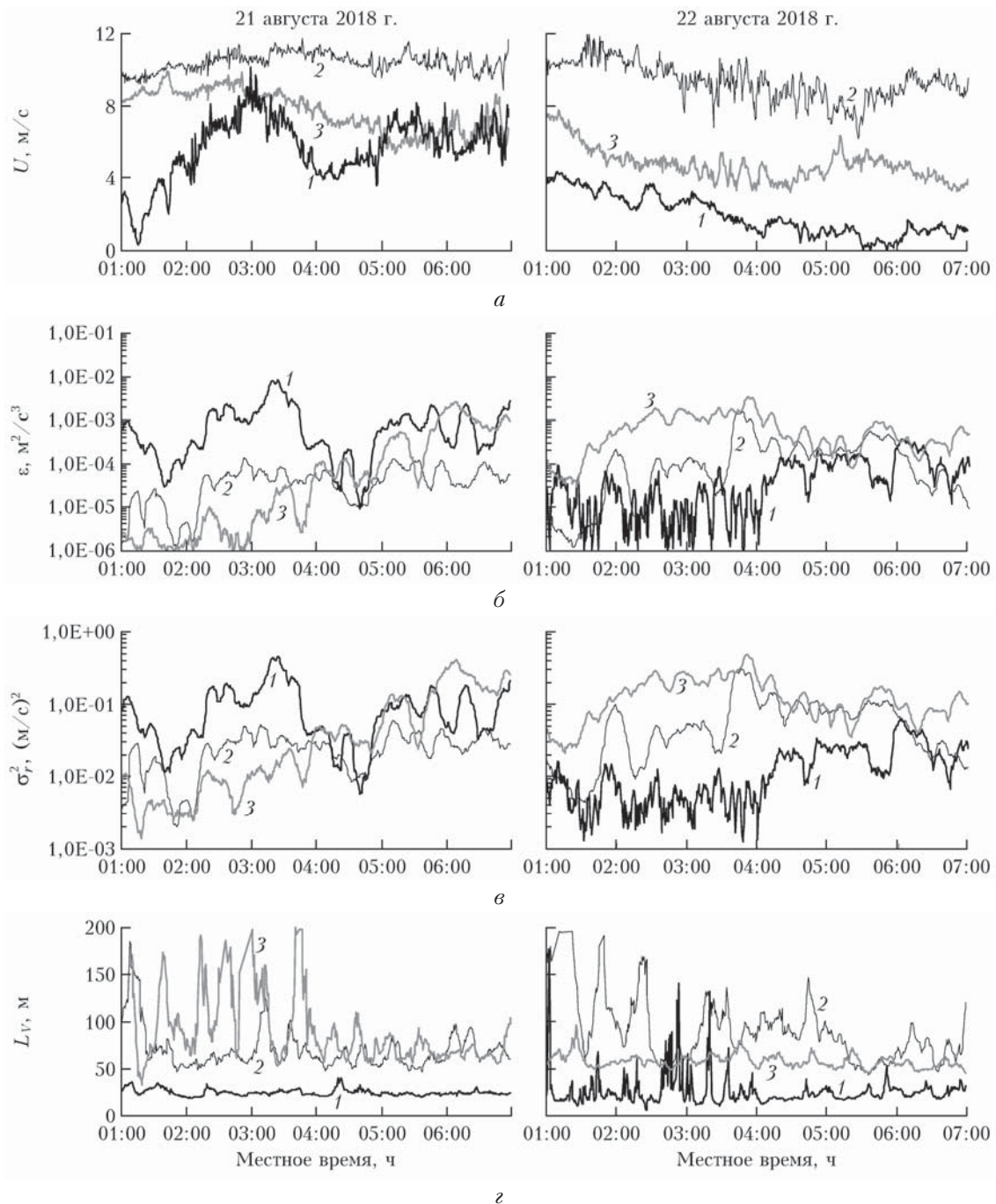


Рис. 2. Временные ходы: *a* – скорости ветра; *б* – скорости диссипации турбулентной энергии; *в* – дисперсии радиальной скорости; *г* – интегрального масштаба турбулентности на высотах 117 (кривые 1), 351 (кривые 2) и 507 м (кривые 3), восстановленные из измерений лидаром Stream Line на побережье Байкала 21 и 22 августа 2018 г. во время НСТ; данные взяты из рис. 1

Ричардсона $Ri(h, t)$ по высоте и времени, полученные из измерений в этот день. Белый цвет указывает на превышение значений рассматриваемого параметра верхней границы цветовой шкалы. Видно, что примерно до 6:00 одновременно наблюдались два струйных течения, одно на высотах 100–300 м, а другое – 400–800 м. Угол между направлениями ветровых потоков в этих струйных течениях составлял $\sim 90^\circ$.

На рис. 4, *a–г* видно, что в интервалах времени с 02:30 до 03:30, с 05:30 до 06:30 и с 08:30 до 09:30 изменения ветровых параметров во времени носят осциллирующий характер. Можно считать, что в эти периоды в регионе измерений возникали внутренние атмосферные волны. Особенно заметны осцилляции во временном промежутке с 02:30 до 03:30. Для более наглядного представления возникшей в это время ветровой волны на рис. 5 построены временные

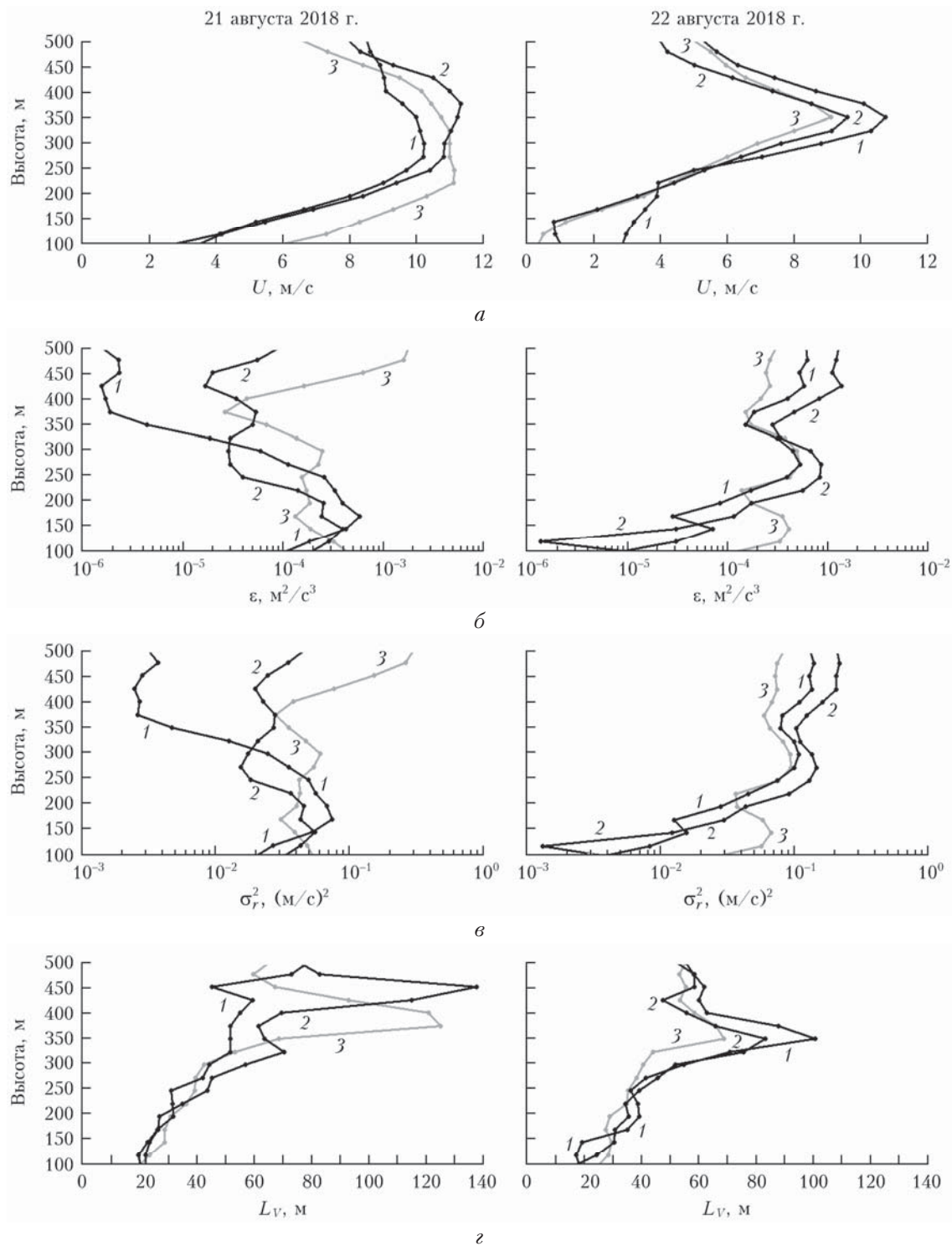


Рис. 3. Высотные профили: *a* – скорости ветра; *б* – скорости диссипации турбулентной энергии; *в* – дисперсии радиальной скорости; *г* – интегрального масштаба турбулентности в 02:00 (кривые 1), 04:00 (кривые 2) и 06:00 (кривые 3) по местному времени, восстановленные из измерений лидаром Stream Line на побережье Байкала 21 и 22 августа 2018 г. во время НСТ; данные взяты из рис. 1

ходы рассматриваемых параметров на различных высотах с 00:00 до 06:00, т.е. когда одновременно наблюдались два струйных течения. Для сопоставления с периодом указанной волны была рассчитана частота Брента–Вайсяля $N(h, t)$. Частота Брента–

Вайсяля N представляет собой частоту осцилляций вертикальной координаты частицы, перемещающейся по вертикали в термически устойчивой среде. Также были построены высотные профили для этих параметров в различные моменты времени (рис. 6).

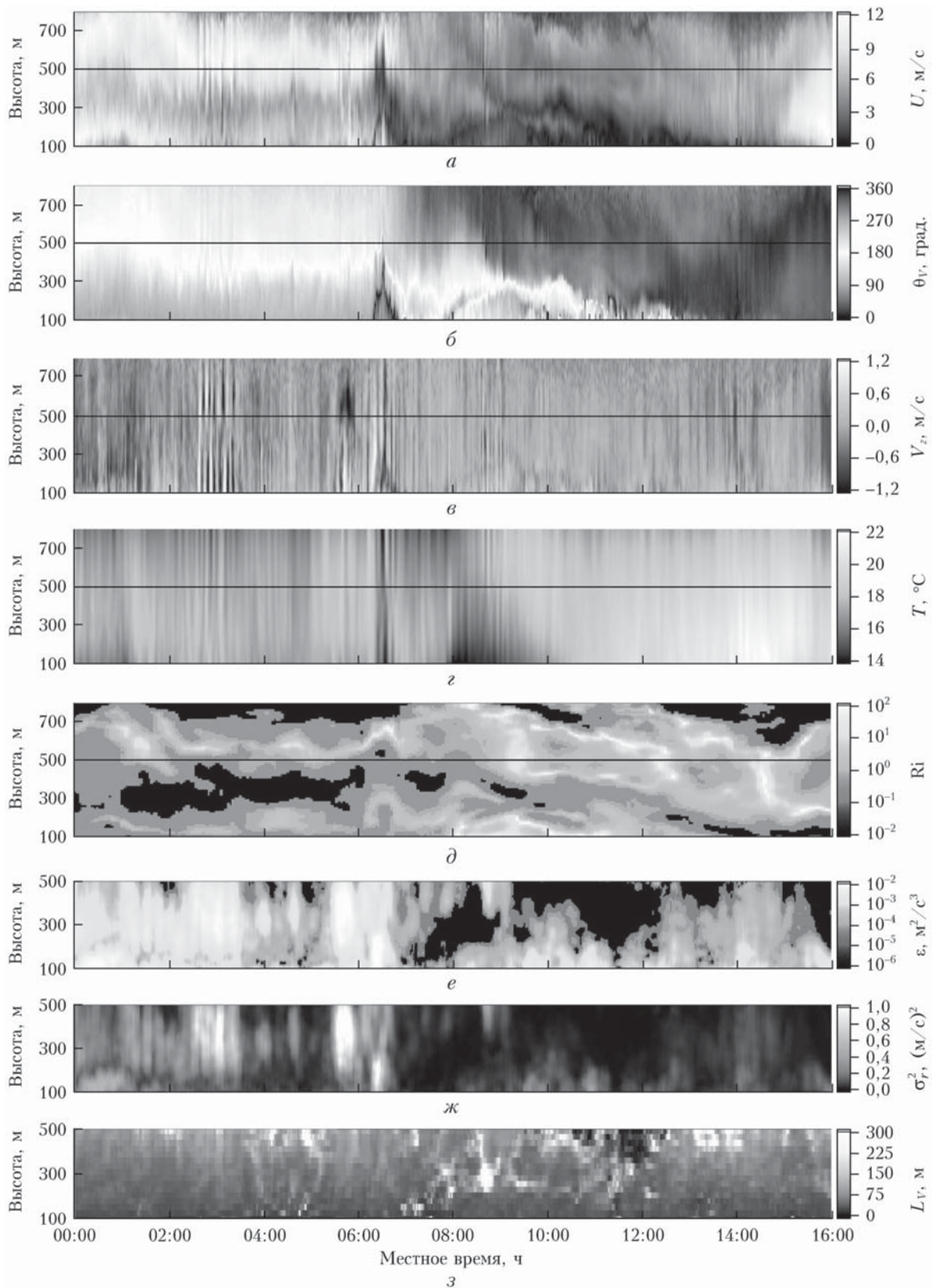


Рис. 4. Распределения: *a* – скорости ветра; *б* – угла направления ветра; *в* – вертикальной компоненты вектора скорости ветра; *г* – температуры воздуха; *д* – числа Ричардсона; *е* – скорости диссипации турбулентной энергии; *ж* – дисперсии радиальной скорости; *з* – интегрального масштаба турбулентности по высоте и времени, полученные из измерений радиальной скорости лидаром Stream Line с использованием конического сканирования зондирующим пучком и измерений температуры воздуха профилометром МТР-5 23 августа 2018 г. на побережье Байкала

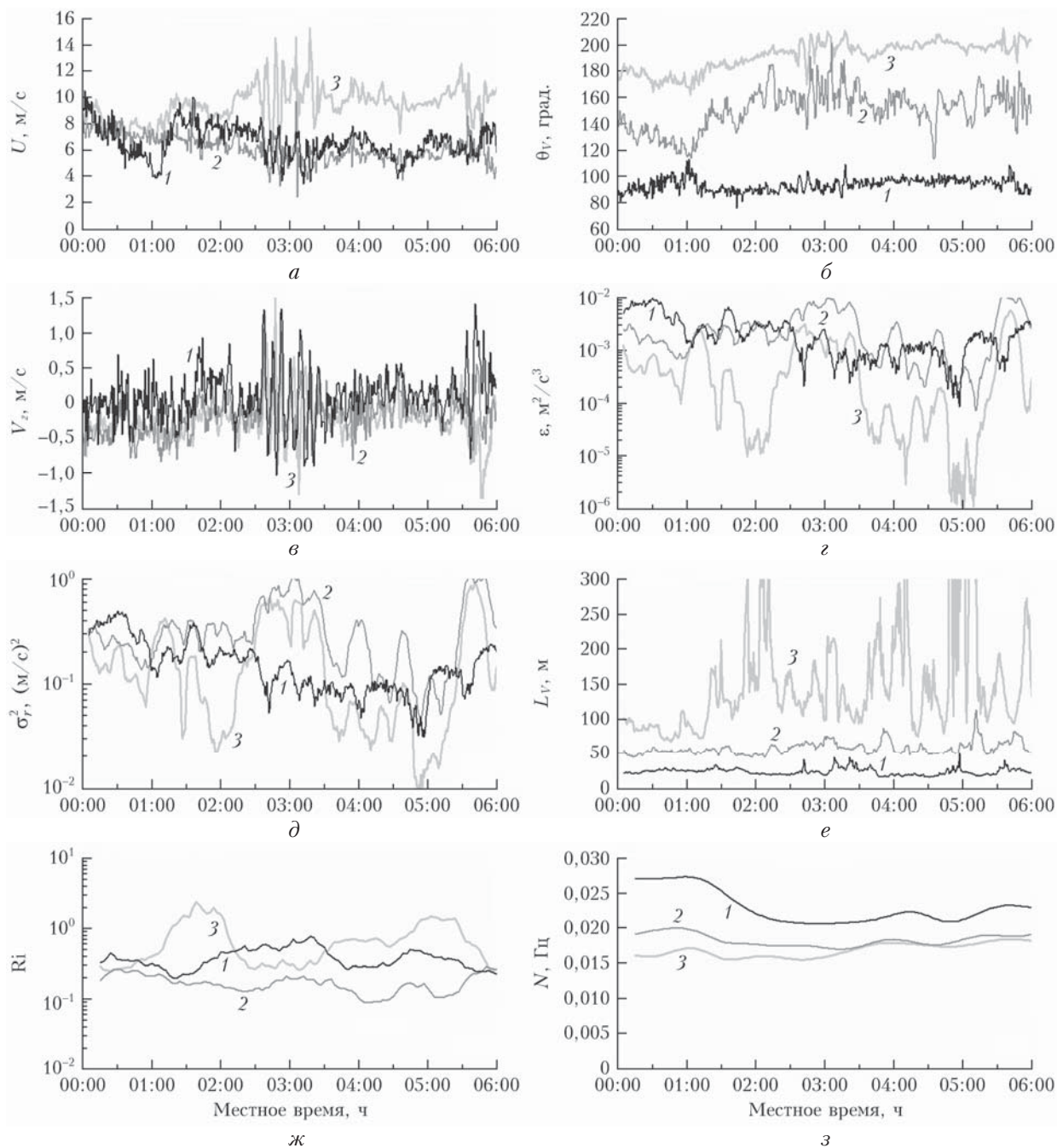


Рис. 5. Временные ходы: *a* – скорости ветра; *б* – угла направления ветра; *в* – вертикальной компоненты вектора ветра; *г* – скорости диссипации турбулентной энергии; *д* – дисперсии радиальной скорости; *е* – интегрального масштаба турбулентности; *ж* – числа Ричардсона; *з* – частоты Брента–Вайсяля на высотах 91 (кривые 1), 325 (кривые 2) и 506 м (кривые 3); данные для (*a*–*ж*) взяты из рис. 4

На рис. 5 приведены временные ходы $U(t_n)$, $\theta_V(t_n)$, $V_z(t_n)$, $\epsilon(t_n)$, $\sigma_r^2(t_n)$, $L_V(t_n)$, $Ri(t)$ и $N(t)$ на высотах локализации нижнего (91 м) и верхнего (506 м) струйных течений и на высоте 325 м; на рис. 6 – высотные профили $U(h_k)$, $\theta_V(h_k)$, $V_z(h_k)$, $\epsilon(h_k)$, $\sigma_r^2(h_k)$, $L_V(h_k)$, $Ri(h)$ и $N(h)$ в 01:00, 02:00, 03:00, 04:00 и 05:00, восстановленные из измерений 23 августа 2018 г. На рис. 5, *a*–*в* отчетливо видны осцилляции ветровых параметров в интервале с 02:30 до 03:30. Амплитуда возникших осцилляций на вы-

соте 506 м равна 3 м/с для горизонтальной составляющей ветра и 1 м/с для вертикальной компоненты на любой из рассматриваемых высот. Осцилляций со столь большими амплитудами в проводившихся до этого экспериментах мы не наблюдали.

Согласно рис. 4, *e*, *ж*, 5, *г*, *д* и 6, *з*, *д* во время атмосферной волны с 02:30 до 03:30 ветровая турбулентность на разных высотах АПС различалась по интенсивности. Так, на высотах до 200 м турбулентность умеренная, а в верхнем слое выше 200 м –

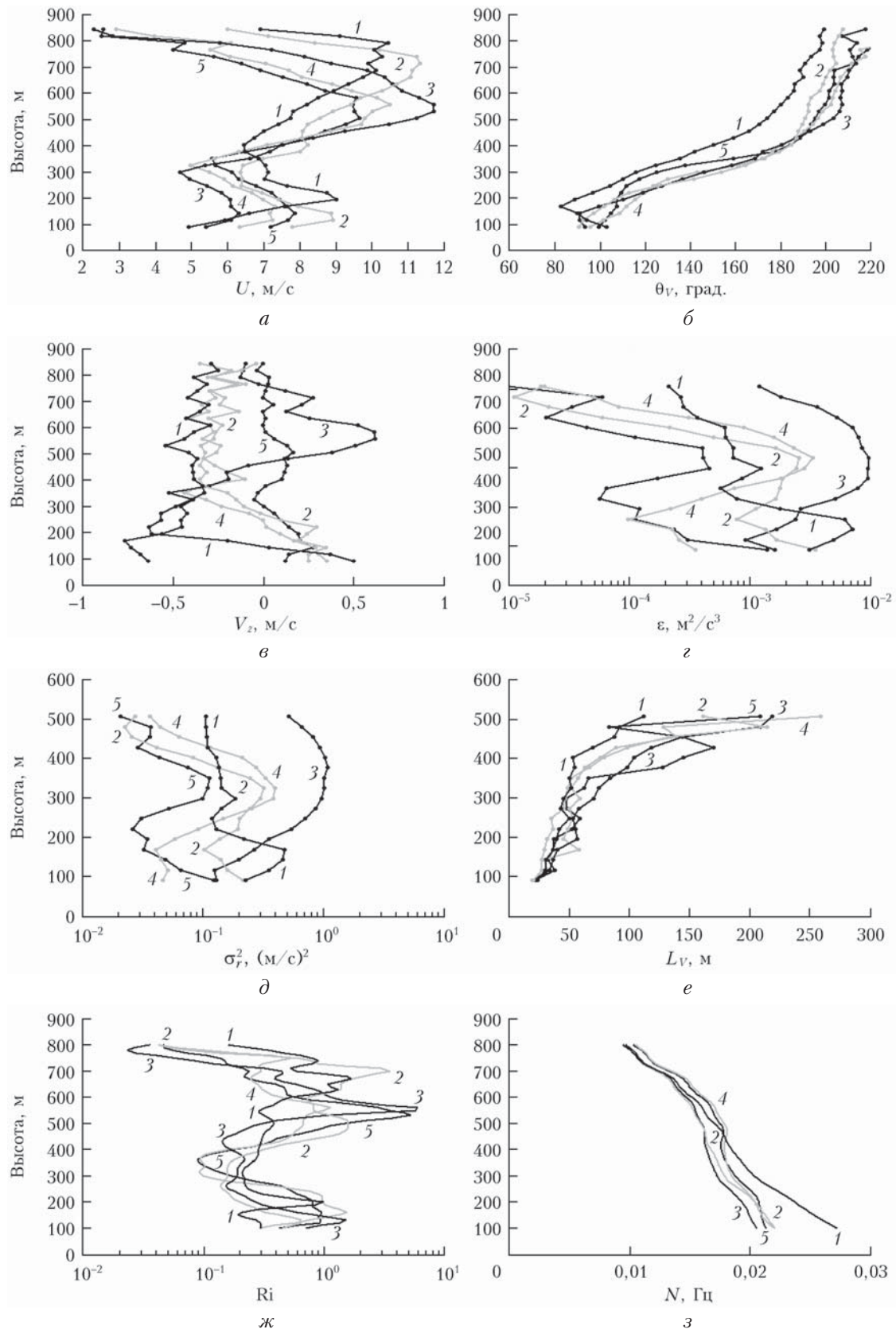


Рис. 6. Высотные профили: *а* – скорости ветра; *б* – угла направления ветра; *в* – вертикальной компоненты вектора ветра; *г* – скорости диссипации турбулентной энергии; *д* – дисперсии радиальной скорости; *е* – интегрального масштаба турбулентности; *ж* – числа Ричардсона; *з* – частоты Брента–Вэйселя в 01:00 (кривые 1), 02:00 (кривые 2), 03:00 (кривые 3), 04:00 (кривые 4) и 05:00 (кривые 5) по местному времени; данные для (*а–ж*) взяты из рис. 4

довольно сильная. Скорость диссипации энергии турбулентности в области нижнего струйного течения на порядок меньше, чем на высотах локализации верхнего струйного течения. На рис. 4 хорошо видно, что на высотах нижнего и верхнего струйных течений Ri может как существенно превышать $Ri_{кр}$, так и быть меньше. Как следует из рис. 4–6, ветровая турбулентность может быть довольно сильной, особенно во время атмосферной волны, если число Ричардсона не превышает критическое значение. С исчезновением волны турбулентность становится умеренной на всех высотах. Таким образом, во время атмосферных волн ветровая турбулентность может быть как умеренной и даже слабой, так и сильной. Интегральный масштаб турбулентности при наличии в атмосфере струйных течений и внутренней волны растёт с высотой в среднем с 25 м на высоте 90 м до 120 м на высоте 500 м.

Проведенный с использованием результатов [11] анализ показал, что наличие атмосферной волны не оказывает большого влияния на точность лидарных оценок ϵ и σ_r^2 . Для представленных на рис. 5 и 6 лидарных оценок параметров ветровой турбулентности относительная погрешность составляет 8–14% для ϵ , ~11% для σ_r^2 и 15–27% для L_V .

Из данных рис. 5, з и 6, з следует, что частота N изменяется в пределах от 0,01 до 0,03 Гц. Это означает, что максимальный период колебаний, соответствующий частоте Брента–Вайсяля $T_{B-V} = N^{-1}$, составляет 100 с (~1,5 мин). Так как вектор скорости ветра оценивается из лидарных данных, полученных с временным разрешением $\Delta T \approx T_{scan} = 36$ с, осцилляции с периодом $N^{-1} \sim 1$ мин (если они есть в атмосфере для ветра) не могут быть выявлены из лидарных измерений. Воспользовавшись методом [8], мы нашли, что период волны, наблюдавшейся с 02:30 до 03:30 23 августа 2018 г., составлял $T_V = 8$ мин. Следовательно, частота осцилляций $f_V = 1/T_V = 0,00208$ Гц на порядок меньше частоты Брента–Вайсяля. Откуда следует, что, вероятнее всего, наблюдавшаяся волна образовалась вследствие обтекания воздушным потоком горного рельефа в прибрежной зоне Байкала.

На рис. 4, в и 5, в хорошо видно, что квазигармонические осцилляции вертикальной составляющей ветра с 02:30 до 03:30 наблюдаются на всех высотах от 91 до 844 м относительно высоты расположения лидара. Из-за того, что у лидара Stream Line «мертвая зона» составляет ~90 м, невозможно получить правильные результаты для высот меньше 75 м относительно высоты лидара при задававшемся в эксперименте угле места сканирования $\phi = 60^\circ$. Поэтому для анализа ветровых осцилляций на низких высотах были использованы данные акустического анемометра АМК-03, установленного на 10-метровой мачте непосредственно у береговой кромки Байкала. Расстояние между лидаром Stream Line и акустическим анемометром составляет ~1 км, а разница между высотой измерения метеопараметров АМК-03 и наименьшей высотой измерения лидаром – 261 м.

Пространственно-временная низкочастотная фильтрация измеряемой лидаром скорости ветра [9], в ре-

зультате которой происходит усреднение мелкомасштабных турбулентных флуктуаций ветра, упрощает детектирование атмосферных волн и определение параметров T_V , A_V и ψ_V волны. Акустический анемометр измеряет температуру воздуха $T(t)$, вертикальную $V_z(t)$ и продольные $U_S(t)$ (юг – север) и $U_E(t)$ (запад – восток) компоненты вектора скорости ветра с частотой дискретизации $B_s = 80$ Гц (интервал дискретизации $\Delta t = 1/B_s = 0,0125$ с). Чтобы усреднить мелкомасштабные (быстрые) турбулентные флуктуации, мы воспользовались низкочастотным фильтром, выбрав время усреднения 30 с, сравнимое с интервалом дискретизации лидарных измерений скорости $\Delta t \approx T_{scan} = 36$ с.

На рис. 7 приведены временные зависимости температуры воздуха и компонент вектора скорости ветра, полученные из измерений акустическим анемометром АМК-03 после процедуры низкочастотной фильтрации с 30-секундным усреднением данных. Как и на рис. 5, а–в, легко видеть квазигармонические осцилляции в пределах временного отрезка с 02:30 до 03:30. Наиболее четко это проявляется для горизонтальной компоненты вектора скорости ветра юг – север. Воспользовавшись данными для этой компоненты в пределах временного отрезка 02:30–03:30, мы определили период осцилляций T_V , который оказался точно таким же, как и оценка $T_V = 8$ мин на высотах 271–1024 м над уровнем Байкала, полученная из лидарных данных.

Частоты (периоды) внутренней атмосферной волны мы определяли из спектров, рассчитываемых из временных ходов измеренных компонент скорости ветра в пределах часового интервала начиная с 02:30 с помощью быстрого преобразования Фурье после добавления соответствующего числа нулей к массиву данных. Затем путем подгонки модельной гармонической зависимости компоненты ветра от времени к соответствующей экспериментальной зависимости методом наименьших квадратов мы определяли амплитуду и фазу атмосферной волны. Полученные модельные гармонические зависимости компонент ветра от времени в виде серых кривых приведены на рис. 8. Отклонения черных кривых от серых на рисунке в основном связаны с нестационарностью рассматриваемого процесса, а также с влиянием крупномасштабных турбулентных неоднородностей ветра, сопоставимых с диаметром основания конуса сканирования в случае измерения лидаром или расстоянием, на которое переносятся воздушные массы средним ветром за 30 с в случае измерения акустическим анемометром.

На рис. 7 видно, что с 02:30 до 03:30 не только компоненты скорости ветра, но и температура, измеряемая акустическим анемометром (рис. 7, а), испытывает квазигармонические осцилляции с амплитудой ~0,75 °С. Период этих колебаний близок к периоду волновых вариаций компонент скорости ветра $T_V = 8$ мин (рис. 7, б, в). На рис. 9 приведены временные ходы температуры воздуха, полученные из измерений профилометром МТР-5 23 августа 2018 г. на побережье Байкала на различных высотах.

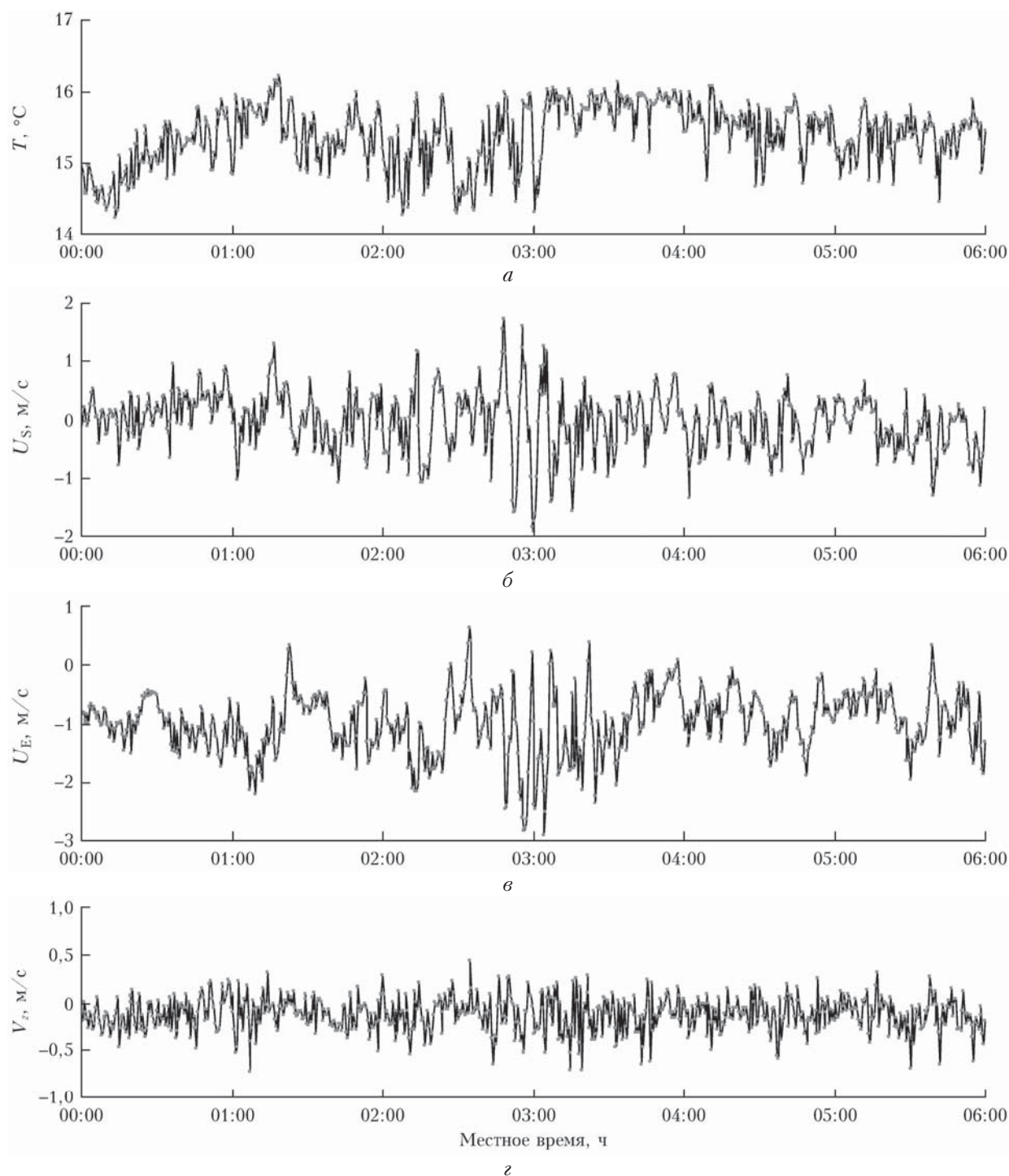


Рис. 7. Временные ходы: *a* – температуры воздуха; *б* – горизонтальной компоненты скорости ветра с юга на север; *в* – горизонтальной компоненты скорости ветра с запада на восток; *г* – вертикальной скорости ветра, полученные из измерения акустическим анемометром АМК-03 на высоте 10 м над уровнем Байкала 23 августа 2018 г. после применения процедуры низкочастотной фильтрации с 30-секундным усреднением

Профилометр измеряет температуру с периодичностью 3 мин, и такого временного разрешения недостаточно для визуализации колебаний с периодом 8 мин, который имеют температурные и ветровые квазигармонические осцилляции на рис. 7. Поэтому для построения временных зависимостей температу-

ры на рис. 9 осуществлялась сплайн-интерполяция температурных данных профилометра, приведенных на рис. 4, *г*, с шагом 1 мин. Высоты на рис. 9 выбраны с учетом локализации наблюдавшегося в это время струйного течения: 600 м в центре НСТ, 450 м на его нижней границе и 750 м на верхней.

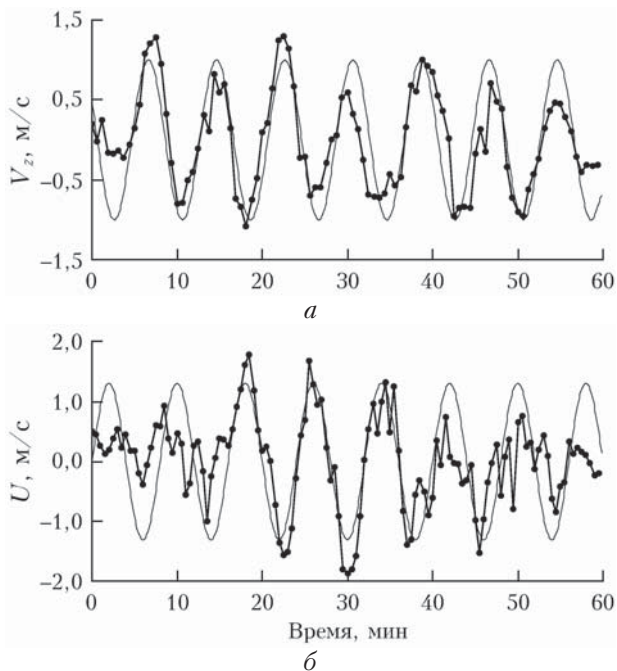


Рис. 8 Зависимости осциллирующих составляющих вертикальной скорости ветра на высоте 271 м над уровнем Байкала (а) и горизонтальной компоненты ветра на высоте 10 м над уровнем Байкала (б) от времени начиная с 02:30 по местному времени 23 августа 2018 г.; черные кривые – зависимости осциллирующих составляющих ветра, полученные из измерений: а – лидаром Stream Line; б – акустическим анемометром АМК-03; серые кривые – результаты подгонки гармонической зависимости скорости к соответствующим измеренным зависимостям скорости от времени

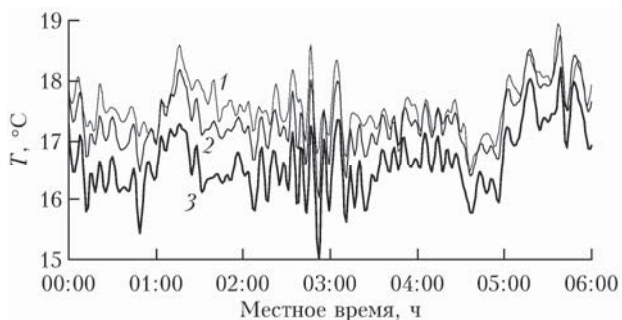


Рис. 9. Временные ходы температуры воздуха на высотах 450 (кривая 1), 600 (кривая 2) и 750 м (кривая 3), полученные из измерений профилимером МТР-5 23 августа 2018 г. на побережье Байкала

На рис. 9 видно, что с 02:30 до 03:30 на высотах НСТ также происходили квазигармонические осцилляции температуры с амплитудой порядка $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, как и на высоте 10 м на береговой линии Байкала (см. рис. 7). Период колебаний температуры в области НСТ примерно такой же, как и у компонент скорости ветра и температуры на рис. 7 и ветра на рис. 4 и 5, т.е. 8 мин. Вне НСТ, в отличие от ветра (рис. 5, а, в и рис. 8, а), достоверно выявить гармонические колебания температуры по данным профилометра не удалось. Возникновение осцилляций температуры одновременно с волновыми вариациями

компонент скорости ветра, по-видимому, отмечается впервые и может стать предметом дальнейших исследований.

Заключение

В настоящей работе представлены результаты экспериментальных исследований пограничного слоя атмосферы в прибрежной зоне оз. Байкал с использованием когерентного доплеровского ветрового лидара Stream Line и температурного профилометра МТР-5. Получены двумерные – по высоте и времени – распределения компонент скорости ветра, температуры и параметров, характеризующих температурный режим и ветровую турбулентность. Установлено, что во время эксперимента, с 6 по 23 августа 2018 г., в регионе измерений в пограничном слое круглосуточно реализовались условия устойчивой термической стратификации с образованием низкоразмерных струйных течений как в ночное, так и в дневное время. Впервые получены данные о вариациях числа Ричардсона в устойчивом пограничном слое на высотах локализации струйных течений. Для всех струйных течений характерно то, что в самом центре на оси течения, где скорость ветра максимальна, формируется тонкий слой, в котором Ri принимает очень большие положительные значения, намного превышающие $Ri_{кр} = 0,25$. Вне этого слоя в струйных течениях число Ричардсона значительно меньше и может принимать значения $Ri < Ri_{кр}$. То есть в области струйных течений возникают каналы пониженной устойчивости, где реализуются условия, близкие к нейтральной стратификации. Вне струйных течений пограничный слой характеризуется очень сильной неоднородностью по числу Ричардсона.

В атмосферных волнах, наблюдавшихся в районе измерений с 6 по 23 августа 2018 г., амплитуда волновой составляющей горизонтальной компоненты скорости ветра A_v была не менее $0,6\text{ м/с}$. Амплитуда осцилляций вертикальной скорости была не менее $0,2\text{ м/с}$. Максимальные $A_v \approx 3\text{ м/с}$ для горизонтальной и $A_v \approx 1\text{ м/с}$ для вертикальной компонент скорости ветра. Продолжительность наблюдавшихся атмосферных волн варьировалась от 40 мин до 5 ч. Период осцилляций T_v изменялся в пределах от 5 до 20 мин и значительно превышал частоту Брента–Вяйсяля. Обнаружено, что одновременно с волновыми вариациями компонент скорости ветра могут возникать осцилляции температуры с таким же периодом.

Ветровая турбулентность в центральной части наблюдавшихся струйных течений, где $Ri > Ri_{кр}$, слабая: скорость диссипации энергии турбулентности, как правило, не превышает $0,0001\text{ м}^2/\text{с}^3$, а дисперсия радиальной скорости изменяется от $0,002$ до $0,05\text{ м}^2/\text{с}^2$. Однако интенсивность турбулентности скорости ветра может значительно увеличиваться к периферии струйных течений, на высотах, где $Ri < Ri_{кр}$. Турбулентность усиливается при появлении внутренних атмосферных волн, в этом случае скорость диссипации в центральной и верхней частях

струйных течений может превышать $0,001 \text{ м}^2/\text{с}^3$. Интегральный масштаб турбулентности при наличии в атмосфере струйных течений и внутренних волн с высотой растет в среднем с 20 м на высоте 90 м до 60–120 м на высоте 500 м, достигая максимальных значений 70–140 м в центральной части струйных течений.

1. *Банах В.А., Смалихо И.Н., Фалиц А.В.* Температурно-ветровой режим устойчивого пограничного слоя в прибрежной зоне Байкала. I. Число Ричардсона // *Оптика атмосф. и океана*. 2020. Т. 33, № 8. С. 621–630.
2. *Newsom R.K., Banta R.M.* Shear-flow instability in the stable nocturnal boundary layer as observed by Doppler lidar during CASES-99 // *J. Atmos. Sci.* 2003. V. 30. P. 16–33.
3. *Gibert F., Arnault N., Cuesta J., Plougonven R., Flamant P.H.* Internal gravity waves convectively forced in the atmospheric residual layer during the morning transition // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011. V. 137. P. 1610–1624.
4. *Petenko I., Mastrantonio G., Viola A., Argentini S., Pietroni I.* Wavy vertical motions in the ABL observed by sodar // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2012. V. 143. P. 125–141. DOI: 10.1007/s10546-011-9652-y.
5. *Камардин А., Одицов С., Скороходов А.* Идентификация внутренних гравитационных волн в атмосферном пограничном слое по данным содара // *Оптика атмосф. и океана*. 2014. Т. 27, № 9. С. 812–818.
6. *Petenko I., Argentini S., Casasanta G., Kallistratova M., Sozzi R., Viola A.* Wavelike structures in the turbulent layer during the morning development of convection at Dome C, Antarctica // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2016. V. 161. P. 289–307. DOI: 10.1007/s10546-016-0173-6.
7. *Каллистратова М.А., Петенко И.В., Кузнецов Р.Д., Куличков С.Н., Чхетиани О.Г., Чунчизов И.П., Люлюкин В.С., Зайцева Д.В., Вазаева Н.В., Кузнецов Д.Д., Перепелкин В.Г., Буш Г.А.* Содарное зондирование атмосферного пограничного слоя (Обзор работ ИФА им. А.М. Обухова РАН) // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана*. 2018. Т. 54, № 3. С. 283–300. DOI: 10.7868/S0003351518030054.
8. *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. DOI: 10.5194/amt-9-1-2016.
9. *Банах В.А., Смалихо И.Н.* Когерентные доплеровские ветровые лидары в турбулентной атмосфере. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2013. 304 с.
10. *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. P. 4191–4208. DOI: 10.5194/amt-10-4191-2017.
11. *Banakh V.A., Smalikho I.N., Falits A.V.* 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. DOI: 10.1364/OE.25.022679.
12. *Banakh V.A., Smalikho I.N.* Lidar Studies of wind turbulence in the stable atmospheric boundary layer // *Remote Sens.* 2018. V. 10. P. 1219. DOI: 10.3390/rs10081219.

V.A. Banakh, I.N. Smalikho, A.V. Falits. **Wind temperature sounding in the atmospheric boundary layer in the coastal area of Lake Baikal. II. Atmospheric waves and wind turbulence.**

The results of experimental studies of the atmospheric boundary layer in the coastal zone of Lake Baikal using a coherent Doppler wind lidar and a temperature profiler are presented. Temporal-altitude distributions of the wind speed, temperature, and the Richardson number are derived. The parameters of atmospheric waves in a stably stratified boundary layer are determined. Variations in the dissipation rate of the kinetic energy of turbulence, the variance of the fluctuations of the radial velocity, and the outer turbulence scale during the low level jets and internal atmospheric waves in the stable boundary layer and their relation to variations in the Richardson number are analyzed.