

УДК 551.511.6:621.371

## Об оценивании высоты слоя турбулентного перемешивания из высотно-временных распределений числа Ричардсона

В.А. Банах<sup>✉</sup>, А.В. Фалиц, А.М. Шерстобитов, И.Н. Смалихо,  
А.А. Сухарев, Е.В. Гордеев, И.В. Залозная\*

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

Поступила в редакцию 2.06.2022 г.;  
после доработки 26.07.2022 г.;  
принята к печати 25.09.2022 г.

Представлены результаты сопоставления временных ходов высоты слоя турбулентного перемешивания, определяемой из высотно-временных распределений скорости диссипации кинетической энергии турбулентности и из высотно-временных распределений градиентного числа Ричардсона. Установлено, что лишь в условиях неустойчивости пограничного слоя атмосферы за счет конвекции оценивание высоты слоя турбулентного перемешивания из высотно-временных распределений числа Ричардсона дает результаты, близкие к получаемым из распределений скорости диссипации кинетической энергии турбулентности. В других случаях оценки высоты слоя перемешивания по числу Ричардсона могут оказаться значительно заниженными.

*Ключевые слова:* ветровой лидар, температурный спектро радиометр, высота слоя турбулентного перемешивания, число Ричардсона, скорость диссипации кинетической энергии турбулентности; wind lidar, temperature profiler, turbulent mixing layer height, Richardson number, turbulent energy dissipation rate.

### Введение

В ряде работ (в частности, в [1–8]), показано, что высота слоя турбулентного перемешивания может успешно оцениваться по высотно-временным распределениям параметров ветровой турбулентности, определяемых из измерений радиальной скорости (проекции скорости ветра на направление зондирования) импульсными когерентными доплеровскими ветровыми лидарами (ИКДЛ) с использованием различных стратегий измерения и специальных алгоритмов обработки исходных данных. Высота слоя перемешивания  $h_{\text{mix}}$  определяется либо по уменьшению дисперсии измеряемой лидаром радиальной скорости или компонент скорости ветра с увеличением высоты  $h$  до некоторого минимального порогового значения, при котором интенсивность ветровой турбулентности становится недостаточной для эффективного перемешивания воздуха, либо по уменьшению до аналогичного порогового уровня скорости диссипации кинетической энергии турбулентности. Впервые суточный ход высоты слоя перемешивания был восстановлен из лидарных измерений пространственно-временного распределения

скорости диссипации турбулентной энергии [7] при фиксированном направлении зондирующего пучка строго вверх. Скорость диссипации оценивалась из временных спектров вертикальной скорости ветра.

В работе [9] предложен метод восстановления суточного хода высоты слоя турбулентного перемешивания воздуха на основе высотно-временных распределений скорости диссипации турбулентной энергии, получаемых из данных измерений ИКДЛ при коническом сканировании зондирующим пучком вокруг вертикальной оси. Метод был апробирован в экспериментах по исследованию пограничного слоя атмосферы в г. Томске во время сильного задымления воздуха из-за лесных пожаров в Сибири в 2019 г. Найдены погрешности определения  $h_{\text{mix}}$ .

В некоторых работах высота слоя перемешивания определяется из высотно-временных распределений градиентного числа Ричардсона (например, [10–12]).

В настоящей работе проводится сравнение временных ходов  $h_{\text{mix}}$ , определяемых из высотно-временных распределений скорости диссипации кинетической энергии турбулентности и градиентного числа Ричардсона. Эксперименты проводились в 2020–2021 гг. в условиях ровной подстилающей поверхности на территории Базового экспериментального комплекса (БЭК) ИОА СО РАН и в условиях прибрежной холмистой местности на стационаре Астрофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН в районе пос. Листвянка Иркутской обл. на западном побережье оз. Байкал. Для оценивания скорости дисси-

\* Виктор Арсентьевич Банах (banakh@iao.ru); Андрей Вячеславович Фалиц (falits@iao.ru); Артем Михайлович Шерстобитов (shfarm@iao.ru); Игорь Николаевич Смалихо (smalikh@iao.ru); Артем Андреевич Сухарев (sukharev@iao.ru); Евгений Викторович Гордеев (gordeev@iao.ru); Ия Викторвна Залозная (iya@iao.ru).

пации кинетической энергии турбулентности использовались ветровые данные лидара StreamLine (Halo Photonics, Brockamin, Worcester, United Kingdom) и лидара ЛРВ разработки ИОА СО РАН. Для оценивания числа Ричардсона дополнительно привлекались температурные данные спектро радиометра МТП-5 (НПО «Атмосферные Технологии», г. Долгопрудный, Россия).

## Методика измерений

Временной ход высоты слоя турбулентного перемешивания определялся из пространственно-временных распределений скорости диссипации кинетической энергии турбулентности следующим образом. Для каждого момента времени  $t_n = n\Delta t$ , где  $n = 0, 1, 2, \dots, N'$ ,  $\Delta t$  — шаг по времени и  $N'\Delta t$  — продолжительность измерений, из лидарных данных рассчитывались вертикальные профили скорости диссипации  $\epsilon(h_k)$ . Затем путем последовательного перебора значений  $\epsilon(h_k)$  на высотах  $h_k$  (от минимальной высоты  $h_0$ ) определялась высота, начиная с которой скорость диссипации  $\epsilon(h_k)$  становилась меньше некоторого порогового значения  $Thr_\epsilon$ . Эта высота принималась за высоту слоя турбулентного перемешивания  $h_{mix}$ . Порог задавался равным  $Thr_\epsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  и выбирался из соображений его соответствия нижней границе умеренной турбулентности, когда турбулентное перемешивание становится несущественным. Такой же порог при оценке  $h_{mix}$  задавался в [7, 9].

Скорость диссипации кинетической энергии турбулентности  $\epsilon$  определялась двумя способами: из измеренной лидаром азимутальной структурной функции  $\bar{D}_L(\psi_l)$ , где  $\psi_l = l\Delta\theta$ ;  $l$  — целое число,  $l \geq 2$ ;  $\Delta\theta$  — пространственное разрешение по азимутальному углу значений радиальной скорости при коническом сканировании [13], и из спектров турбулентных флуктуаций радиальной скорости  $\hat{S}_L(f_l)$ , где  $f_l = l\Delta f$  — частота;  $l = 1, 2, 3, \dots, M/2$  — номер спектрального канала;  $\Delta f = (M\Delta t)^{-1}$  — ширина спектрального канала,  $\Delta t$  — время измерения одного значения радиальной скорости  $M = T/\Delta t$ ,  $T$  — продолжительность измерений радиальной скорости для оценки спектра  $\hat{S}_L$  [14, 15].

В первом случае скорость диссипации рассчитывалась по формуле

$$\epsilon = \left[ \frac{\bar{D}_L(\psi_l) - \bar{D}_L(\psi_1)}{A(l\Delta y_k) - A(\Delta y_k)} \right]^{3/2}, \quad (1)$$

где  $A(y)$  — теоретически рассчитываемая функция, выражение для которой приведено в [13]. С помощью формулы (1) скорость диссипации оценивается в пределах инерционного интервала турбулентности, и поэтому необходимым условием применимости (1) является условие  $\max\{\Delta z, l\Delta y_k\} < L_V$ , где  $\Delta z$  — продольный размер объема зондирования;  $L_V$  — интегральный масштаб продольной компоненты скорости ветра.

Во втором случае скорость диссипации оценивалась методом максимального правдоподобия по максимуму функции двух переменных [15]:

$$\Phi(\epsilon, S_N) = - \sum_{l=l_3}^{M/2} \left[ \ln(\epsilon^{2/3} G(f_l) + S_N) + \frac{\hat{S}_L(f_l)}{\epsilon^{2/3} G(f_l) + S_N} \right], \quad (2)$$

где  $S_N$  — шумовая составляющая спектра (белый шум), обусловленная инструментальной погрешностью оценивания радиальной скорости;  $G(f_l)$  — теоретическая подгоночная функция [15]. Скорость диссипации оценивалась из спектра  $\hat{S}_L$  в инерционном интервале частот  $0,05 \text{ Гц} \leq f_l \leq 0,2 \text{ Гц}$ . В (2)  $l_3 = 25$ , чтобы начальная частота  $\Delta f/l_3 = 0,05 \text{ Гц}$ .

При оценке суточных вариаций высоты слоя турбулентного перемешивания по высотно-временным распределениям числа Ричардсона (Ri) мы исходили из следующего. Согласно классификации атмосферных турбулентных режимов по числу Ричардсона [16, 17], мелкомасштабная турбулентность становится слабой при  $Ri > 0,5$ . Поэтому естественно полагать, что турбулентное перемешивание происходит в те периоды времени и на тех высотах, когда и где  $Ri < 0,5$ , и принять за высоту слоя турбулентного перемешивания в выбранный момент времени минимальную высоту, начиная с которой  $Ri > 0,5$ .

С помощью температурного спектро радиометра получались пространственно-временные распределения средней температуры воздуха  $T(h, t)$  и ее производной  $\partial T(h, t)/\partial h$ . Для усреднения температуры использовались данные за 10 мин. По усредненным данным рассчитывались значения параметра

$$N^2 = \frac{g}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial h}, \quad (3)$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести;  $T_p(h, t) = T(h, t) + \gamma_a h$  — потенциальная температура;  $\gamma_a = 0,098 \text{ град/м}$  — сухоадиабатический градиент,  $\partial T_p(h, t)/\partial h = \partial T(h, t)/\partial h + \gamma_a$ . После этого рассчитывалось число Ричардсона

$$Ri = N^2 (\partial U/\partial h)^{-2}, \quad (4)$$

где для получения средней скорости ветра  $U$  и ее производной  $\partial U/\partial h$  мы использовали лидарные данные для горизонтальных компонент вектора скорости ветра  $V_x$  и  $V_y$ , также усредненные за 10 мин. Геометрия и параметры сканирования, использовавшиеся для определения среднего вектора скорости ветра и скорости диссипации из лидарных измерений радиальной скорости, подробно представлены в [13, 18].

## Результаты измерений

### Измерения на Базовом экспериментальном комплексе в Томске

На рис. 1 (цв. вкладка) показаны высотно-временные распределения вертикального градиента

потенциальной температуры и градиентного числа Ричардсона, полученные из данных измерений лидара ЛРВ и спектро радиометра МТП-5 на БЭКЕ 9 июля 2021 г. Высоты указаны относительно лидара. Черным цветом на верхнем рисунке закрашены области, где  $\partial T_p(h, t)/\partial h < 0$  и идут конвективные процессы, а на нижнем — область, где  $Ri < 0,5$  и температурная стратификация становится близкой к нейтральной, развивается неустойчивость, происходит активное турбулентное перемешивание как за счет конвективных, так и ветровых процессов.

Из рис. 1 следует, что до 12:00 9 июля 2021 г. температурная стратификация была устойчивой статически (градиент больше нуля) и динамически ( $Ri > 0,5$ ). Затем в результате сильного прогрева воздуха у поверхности Земли стратификация становится нейтральной и неустойчивой и статически ( $\partial T_p(h, t)/\partial h < 0$ ), и динамически ( $Ri < 0,5$ ). Слой турбулентного перемешивания в период неустойчивости простирается, по крайней мере, до высоты 1 км (предел измерений спектро радиометра). Стратификация остается неустойчивой примерно до 16:30, когда наблюдается сильная температурная инверсия в течение часа в нижнем 400-метровом слое, после которой примерно до 20:00 в нижних слоях наблюдается устойчиво-неустойчивая перемежаемость, а затем устанавливается устойчивая стратификация.

Суточная смена стратификации в пограничном слое типична для региона измерений в летнее время. При этом высота слоя турбулентного перемешивания, определяемая из высотно-временных распределений  $Ri$ , как правило, хорошо согласуется с высотой слоя перемешивания, найденной из высотно-временных распределений  $\epsilon$ . На рис. 2 (цв. вкладка) показан пример типичных высотно-временных распределений этих параметров, наблюдающихся при четко выраженной суточной смене температурной стратификации в пограничном слое атмосферы с устойчивой ночью на неустойчивую днем.

Из рис. 2 видно, что оба способа дают близкие результаты для временного хода высоты слоя турбулентного перемешивания в ночное время и для периодов перехода от устойчивой стратификации к неустойчивой и наоборот. Дать строгое заключение о высоте слоя турбулентного перемешивания в дневное время затруднительно. Оба способа показывают, что она составляет не менее 900 м, но может быть и выше. Погрешности оценивания  $\epsilon$  и  $Ri$  на высотах  $> 900$  м становятся неприемлемо большими, и определение  $h_{mix}$  становится невозможным.

На рис. 3 (цв. вкладка) приведен еще один пример высотно-временных распределений атмосферных параметров в пограничном слое при выраженной суточной смене стратификации. Согласно градиентным данным на рис. 3 до 11:00 16 августа 2021 г. температурная стратификация была статически устойчивой. Затем в результате прогрева воздуха у поверхности Земли она становится неустойчивой и остается таковой примерно до 18:00, когда возникает сначала слабая, а после 21:00 сильная температурная инверсия и устанавливается устойчивая

стратификация. Динамически, как показывают данные для числа Ричардсона, стратификация начинает отличаться от устойчивой на высотах до 300 м несколько раньше, чем статически — с 08:00. Динамическая неустойчивость в нижнем 200-метровом слое возникала и ночью, с 03:00 до 04:00. Слой турбулентного перемешивания в период статической и динамической неустойчивости пограничного слоя с 11:00 до 18:00 простирается до высоты 600 м. Из распределений скорости диссипации кинетической энергии турбулентности, полученных по данным обоих лидаров, следует, что турбулентное перемешивание из-за ветровой турбулентности начинается раньше, примерно с 08:00, и заканчивается позже, после 21:00, когда устойчивая стратификация устанавливается по всей высоте пограничного слоя. Высота слоя турбулентного перемешивания, определяемая из условия  $\epsilon \geq 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  [9], в максимуме после полудня по данным лидара ЛРВ  $h_{mix} \approx 600\text{--}650$  м, что хорошо согласуется с оценкой высоты слоя турбулентного перемешивания по числу Ричардсона. По данным лидара StreamLine,  $h_{mix}$  достигает 750 м. Оба лидара «отслежили» всплеск турбулентного перемешивания с 03:00 до 04:00 в приземном слое.

Однако суточная смена стратификации происходит не всегда. Например, данные измерений на БЭКЕ 23 августа 2021 г. на рис. 4 (цв. вкладка) показывают, что в этот день смены стратификации практически не было. Выше приземного слоя она оставалась устойчивой в течение всех суток.

Из рис. 4 следует, что в течение суток 23 августа на БЭКЕ выше 150 м имела место статически и динамически устойчивая термическая стратификация. Это следует из высотно-временных распределений и вертикального градиента потенциальной температуры  $\partial T_p(h, t)/\partial h$  (всегда положителен) и  $Ri$  ( $> 0,5$ ). Лишь в приземном слое на высотах менее 100–150 м в период с 10:00 до 20:00 стратификация была статически неустойчивой (градиент  $\partial T_p(h, t)/\partial h$  принимал отрицательные значения). Динамическая неустойчивость ( $Ri \leq 0,5$ ) в приземном 100–150-метровом слое наблюдалась в этот день почти полные сутки. Из распределений скорости диссипации кинетической энергии, полученных по данным обоих лидаров, следует, что высота слоя турбулентного перемешивания значительно превышала высоты приземного слоя и достигала 500 м. Несмотря на то что термическая стратификация подавляет развитие конвективных процессов, температурной турбулентности, ветровая турбулентность сохранялась. Такая ситуация наблюдалась и в другие дни. Например, из распределений  $\partial T_p(h, t)/\partial h$  и  $Ri$ , полученных на БЭКЕ 24 августа (рис. 5, цв. вкладка), следует, что выше 300 м в дневное время температурная стратификация устойчивая и конвективная турбулентность должна подавляться. Однако из распределений скорости диссипации видно, что слой турбулентного перемешивания достигает высот 600–700 м.

## Измерения на Байкале

На рис. 6 и 7 (цв. вкладка) показаны высотнo-временные распределения скорости ветра, вертикального градиента потенциальной температуры, градиентного числа Ричардсона и скорости диссипации турбулентной энергии, рассчитанной по данным вертикального зондирования лидара StreamLine и конечного сканирования лидара ЛРВ, на Байкале. Из представленных на рис. 6 данных для градиента потенциальной температуры следует, что в этот день статическая температурная неустойчивость в пограничном слое на побережье оз. Байкал в районе Листвянки практически не развивалась. Однако динамически термическая стратификация в нижнем 150–300-метровом слое атмосферы в дневное время была неустойчивой, как это видно из высотнo-временного распределения числа Ричардсона. Происхождение области пониженных значений числа Ричардсона объясняется образованием в это время на указанных высотах низкоуровневого струйного течения (НСТ) (см. высотнo-временное распределение скорости ветра на рис. 6), в области которого число Ричардсона принимает меньшие значения, чем за его пределами [18]. Высота слоя турбулентного перемешивания по числу Ричардсона достигает максимума 300 м примерно в 17:00. Как и на БЭКе в аналогичных метеорологических условиях (см. рис. 4), это существенно меньше максимальной высоты слоя турбулентного перемешивания, рассчитанной из распределений скорости диссипации кинетической энергии турбулентности. По данным обоих лидаров на рис. 6, максимальная высота слоя турбулентного перемешивания также наблюдается примерно в 17:00, но составляет не менее 550 м. Из распределений скорости диссипации на рис. 6 видно, что турбулентное ветровое перемешивание в нижнем 200-метровом слое происходит и в ночное время, а не только днем, как это следует из представленных на рис. 6 данных для числа Ричардсона.

Из рис. 7 видно, что 7 сентября на высотах примерно от 400 до 600 м стратификация была неустойчивой. В дневное время с 09:00 до 19:00 вследствие радиационного прогрева приземных слоев воздуха неустойчивая стратификация установилась на всех высотах, для которых имеются лидарные данные, от 75 до 700 м. С 00:00 до 09:00 и с 19:00 до 24:00, согласно данным о  $Ri$ , стратификация была устойчивой на высотах от 150–250 до 400 м. Ниже 150–250 м в эти периоды стратификация снова становилась неустойчивой. То есть из распределения числа Ричардсона следует, что устойчивая и неустойчивая стратификации слоисто перемежались по высоте в ночное время. В то же время высотнo-временное распределение вертикального градиента потенциальной температуры на рис. 7 показывает, что стратификация была устойчивой в ночное время на всех высотах от 70 до 400 м. Расхождение данных о стратификации в ночное время в нижнем 150–250-метровом слое по градиенту  $\partial T_p(h, t)/\partial h$  и по  $Ri$  объясняется, как и для данных

на рис. 6, наличием на этих высотах НСТ, где число Ричардсона принимает пониженные значения [18]. Слой турбулентного перемешивания в дневное время ( $Ri \leq 0,5$ ,  $\varepsilon \geq 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ ) поднимается до высот 600–800 м. Ночью неустойчивость температурной стратификации в слое 400–600 м не приводит к турбулентному перемешиванию воздуха. Высота слоя турбулентного перемешивания, оцениваемая из высотнo-временных распределений скорости диссипации кинетической энергии турбулентности, достигает лишь 300–400 м, а согласно  $Ri$  — не превышает 150–250 м.

## Заключение

Представлены экспериментальные результаты оценивания высоты слоя турбулентного перемешивания из высотнo-временных распределений градиентного числа Ричардсона в сравнении со значениями, получаемыми из высотнo-временных распределений скорости диссипации кинетической энергии турбулентности. Измерения проводились в 2020–2021 гг. на БЭКе ИОА СО РАН в г. Томске и на стационаре Астрофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН в районе пос. Листвянка Иркутской обл. на берегу оз. Байкал с использованием когерентных ветровых лидаров StreamLine (Halo Photonics, Великобритания) и ЛРВ (ИОА СО РАН) и температурного спектро радиометра МТП-5 (НПО «Атмосферные Технологии», г. Долгопрудный, Россия). Для каждого дня измерений получены высотнo-временные распределения температуры, потенциальной температуры, вертикального градиента потенциальной температуры, скорости ветра, градиентного числа Ричардсона и скорости диссипации кинетической энергии турбулентности. Такой набор параметров позволяет судить о статической и динамической устойчивости пограничного слоя атмосферы, типе стратификации, динамике высоты слоя турбулентного перемешивания, влиянии конвективных (температурных) и динамических (ветровых) процессов на формирование слоя турбулентного перемешивания и вариации его высоты.

Из анализа полученных данных следует, что в период измерений в Томске в основном наблюдалась типичная для этого региона суточная смена термической стратификации с устойчивой ночью на неустойчивую днем и наоборот. В такие дни оценки высоты слоя турбулентного перемешивания, определяемой по пороговым значениям скорости диссипации турбулентной энергии и числа Ричардсона, примерно одинаковы [19]. Но бывают и исключения, когда стратификация выше приземного слоя близка к устойчивой и нейтральной в дневное время. Несмотря на то что конвективная турбулентность в такие дни не развивается, перемешивание воздуха происходит за счет ветровой турбулентности и достигает высот, значительно превосходящих высоту слоя турбулентного перемешивания, если ее определять по пороговому значению числа Ричардсона.

Во время измерений на Байкале в сентябре 2021 г. примерно в равной пропорции реализовались ситуации, когда в течение суток: 1) стратификация была устойчивой; 2) происходила смена стратификации с устойчивой в ночное время на неустойчивую в дневное; 3) ночью динамически устойчивая и неустойчивая стратификация слоисто перемежались по высоте, днем стратификация была неустойчивой. Как и в Томске, на Байкале в аналогичных метеорологических условиях высота слоя турбулентного перемешивания, оцениваемая по пороговому значению числа Ричардсона, может быть существенно меньше высоты слоя перемешивания, рассчитанной из распределений скорости диссипации кинетической энергии турбулентности. Причиной возникновения высотной перемежаемости стратификаций на Байкале являются низкоуровневые струйные течения. Как показано в [18], в области струйных течений число Ричардсона имеет меньшие значения, чем за их пределами.

Из представленных в статье данных следует, что лишь в условиях неустойчивости пограничного слоя атмосферы за счет сильных конвективных процессов оценивание высоты слоя турбулентного перемешивания из высотно-временных распределений числа Ричардсона дает результаты, близкие к получаемым из распределений скорости диссипации кинетической энергии турбулентности. В других случаях оценки высоты слоя перемешивания по числу Ричардсона могут оказаться сильно заниженными. В равной степени это относится и к оцениванию высоты слоя перемешивания по температурной инверсии из высотных профилей градиента потенциальной температуры.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-17-00170-П) в части создания комплекса программ оценивания параметров, характеризующих температурный режим и турбулентность в пограничном слое атмосферы, и исследования высоты слоя турбулентного перемешивания по данным ветровых лидаров и температурного спектрометра. Разработка методологии измерений с использованием инфраструктуры Базового экспериментального комплекса ИОА СО РАН выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН.

## Список литературы

1. Bonin T.A., Carroll B.J., Hardesty R.M., Brewer W.A., Hajny K., Salmon O.E., Shepson P.B. Doppler lidar observation of the mixing height in Indianapolis using an automated composite fuzzy logic approach // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2018. V. 35, N 3. P. 915–935.
2. Hogan R.J., Grant A.L.M., Illingworth A.J., Pearson G.N., O'Connor E.J. Vertical velocity variance and skewness in clear and cloud-topped boundary layers as revealed by Doppler lidar // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2009. V. 135, N 4. P. 635–643.
3. Tucker S.C., Brewer W.A., Banta R.M., Senff C.J., Sandberg S.P., Law D.C., Weickmann A.M., Hardesty R.M. Doppler lidar estimation of mixing height using turbulence, shear, and aerosol profiles // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2009. V. 26, N 4. P. 673–688.
4. Pichugina Y.L., Banta R.M. Stable boundary layer depth from high-resolution measurements of the mean wind profile // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2010. V. 49, N 1. P. 20–35.
5. Barlow J.F., Dunbar T.M., Nemitz E.G., Wood C.R., Gallagher M.W., Davies F., O'Connor E., Harrison R.M. Boundary layer dynamics over London, UK, as observed using Doppler lidar during REPARTEE-II // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11, N 3. P. 2111–2125.
6. Schween J.H., Hirsikko A., Löhnert U., Crewe S. Mixing-layer height retrieval with ceilometer and Doppler lidar: From case studies to long-term assessment // *Atmos. Meas. Tech.* 2014. V. 7, N 4. P. 3685–3704.
7. Vakkari V., O'Connor E.J., Nisantzi A., Mamouri R.E., Hadjimitsis D.G. Low-level mixing height detection in coastal locations with a scanning Doppler lidar // *Atmos. Meas. Tech.* 2015. V. 8, N 4. P. 1875–1885.
8. Huang M., Gao Z., Miao S., Chen F., Lemone M.A., Li J., Hu F., Wang L. Estimate of boundary-layer depth over Beijing, China, using Doppler lidar data during SURF-2015 // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2017. V. 162, N 9. P. 503–522.
9. Банах В.А., Смалыхо И.Н., Фалиц А.В. Определение высоты слоя турбулентного перемешивания воздуха из лидарных данных о параметрах ветровой турбулентности // *Оптика атмосф. и океана.* 2021. Т. 34, № 3. С. 169–184. DOI: 10.15372/AOO20210303.
10. 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.
11. Helmis C.G., Sgouros G., Tombrou M., Schäfer K., Münkel C., Bossioli E., Dandou A. A comparative study and evaluation of mixing-height estimation based on Sodar-RASS, ceilometer data and numerical model simulations // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2012. V. 145. P. 507–526. DOI: 10.1007/s10546-012-9743-4.
12. Petenko I., Argentini S., Casasanta G., Genthon C., Kallistratova M. Stable surface-based turbulent layer during the polar winter at Dome C, Antarctica: Sodar and in situ observations // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2019. V. 171. P. 101–128. DOI: 10.1007/s10546-018-0419-6.
13. 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.
14. O'Connor E.J., Illingworth A.J., Brooks I.M., Westbrook C.D., Hogan R.J., Davies F., Brooks B.J. A method for estimating the kinetic energy dissipation rate from a vertically pointing Doppler lidar, and independent evaluation from balloon-borne *in situ* measurements // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2010. V. 27, N 10. P. 1652–1664.
15. 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.
16. Baumert H.Z., Peters H. Turbulence closure: Turbulence, waves and the wave-turbulence transition – Part 1: Vanishing mean shear // *Ocean Sci.* 2009. V. 5. P. 47–58.
17. Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall Ch.W., Guest P.S., Ola P., Persson G. The critical richardson number and limits of applicability of local similarity theory in the

- stable boundary layer // Bound.-Lay. Meteorol. 2013. V. 147. P. 51–82.
18. *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, N 955. DOI: 10.3390/rs12060955.
19. *Banakh V.A, Smalikho I.N, Falits A.V.* Estimation of the height of the turbulent mixing layer from data of Doppler lidar measurements using conical scanning by a probe beam // Atmos. Meas. Tech. 2021. V. 14. P. 1511–1524. DOI: 10.5194/amt-14-1511-2021.

*V.A. Banakh, A.V. Falits, A.M. Sherstobitov, I.N. Smalikho, A.A. Sukharev, E.V. Gordeev, I.V. Zaboloznaya.* **On estimation of the height of a turbulent mixing layer from the height-time distributions of the Richardson number.**

The results of a comparison of the time series of the turbulent mixing layer height, which is determined from the height-time distributions of the kinetic energy dissipation rate of turbulence and from the height-time distributions of the gradient Richardson number are presented. It is found that only under conditions of atmospheric boundary layer instability due to convection, estimation of the height of the turbulent mixing layer from the height-time distributions of the Richardson number gives results close to those obtained from the distributions of the kinetic energy dissipation rate of turbulence. In other cases, the height of the mixing layer found from the Richardson number can be significantly underestimated.

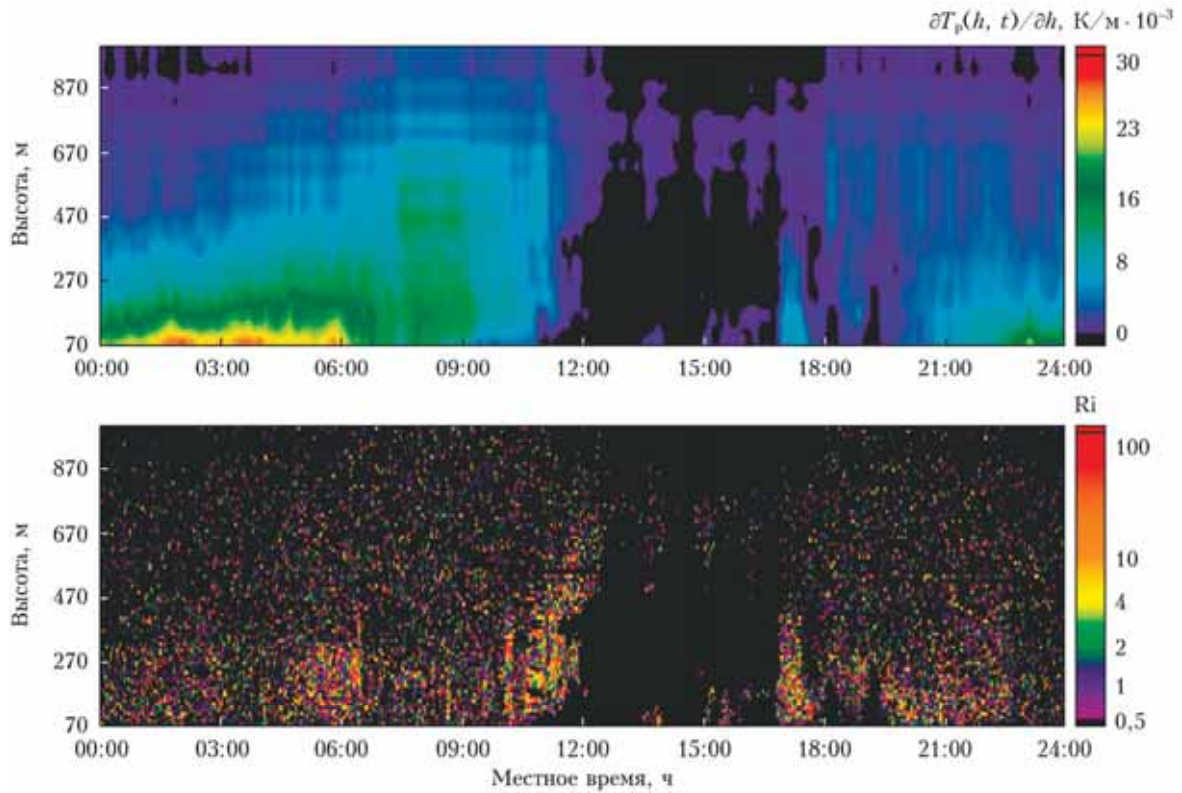


Рис. 1. Высотно-временные распределения вертикального градиента потенциальной температуры (вверху) и градиентного числа Ричардсона (внизу). БЭК, 9 июля 2021 г.

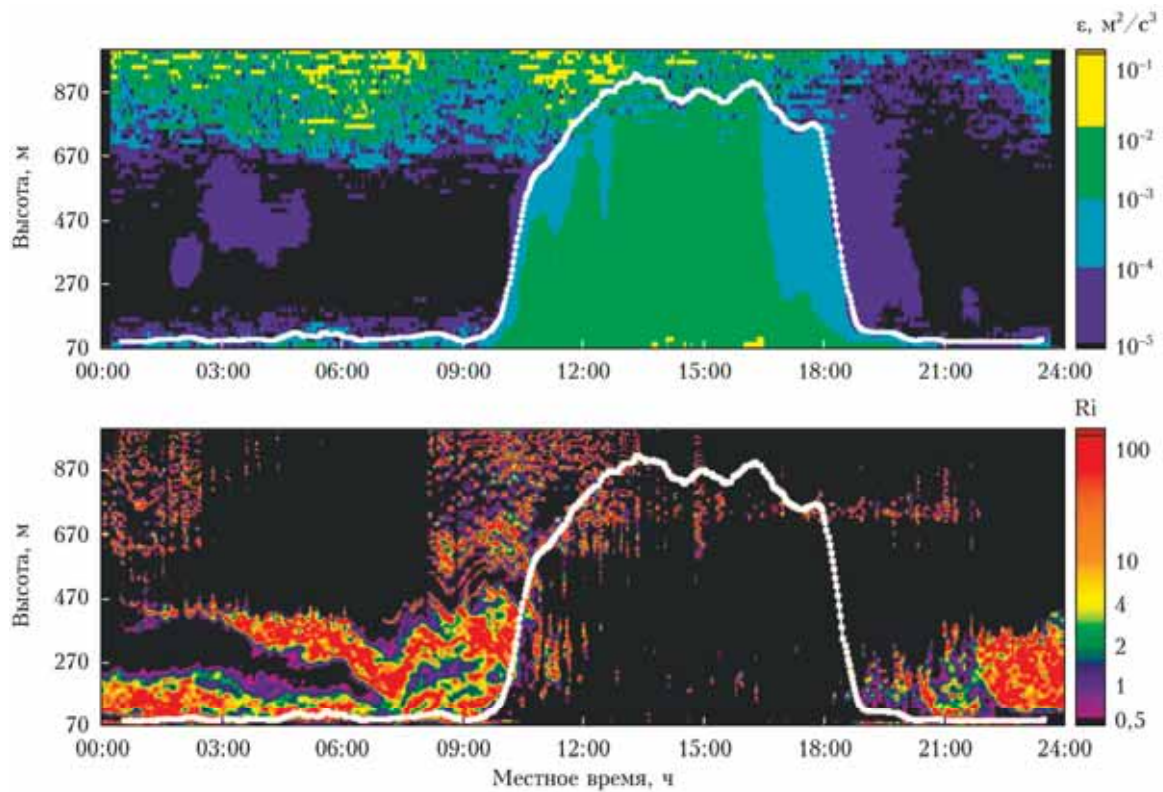


Рис. 2. Высотно-временные распределения скорости диссипации, рассчитанной по данным конического сканирования лидара StreamLine, и градиентного числа Ричардсона. Белая кривая показывает суточный ход высоты слоя турбулентного перемешивания по критерию  $\epsilon \geq 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ . БЭК, 21 апреля 2020 г.

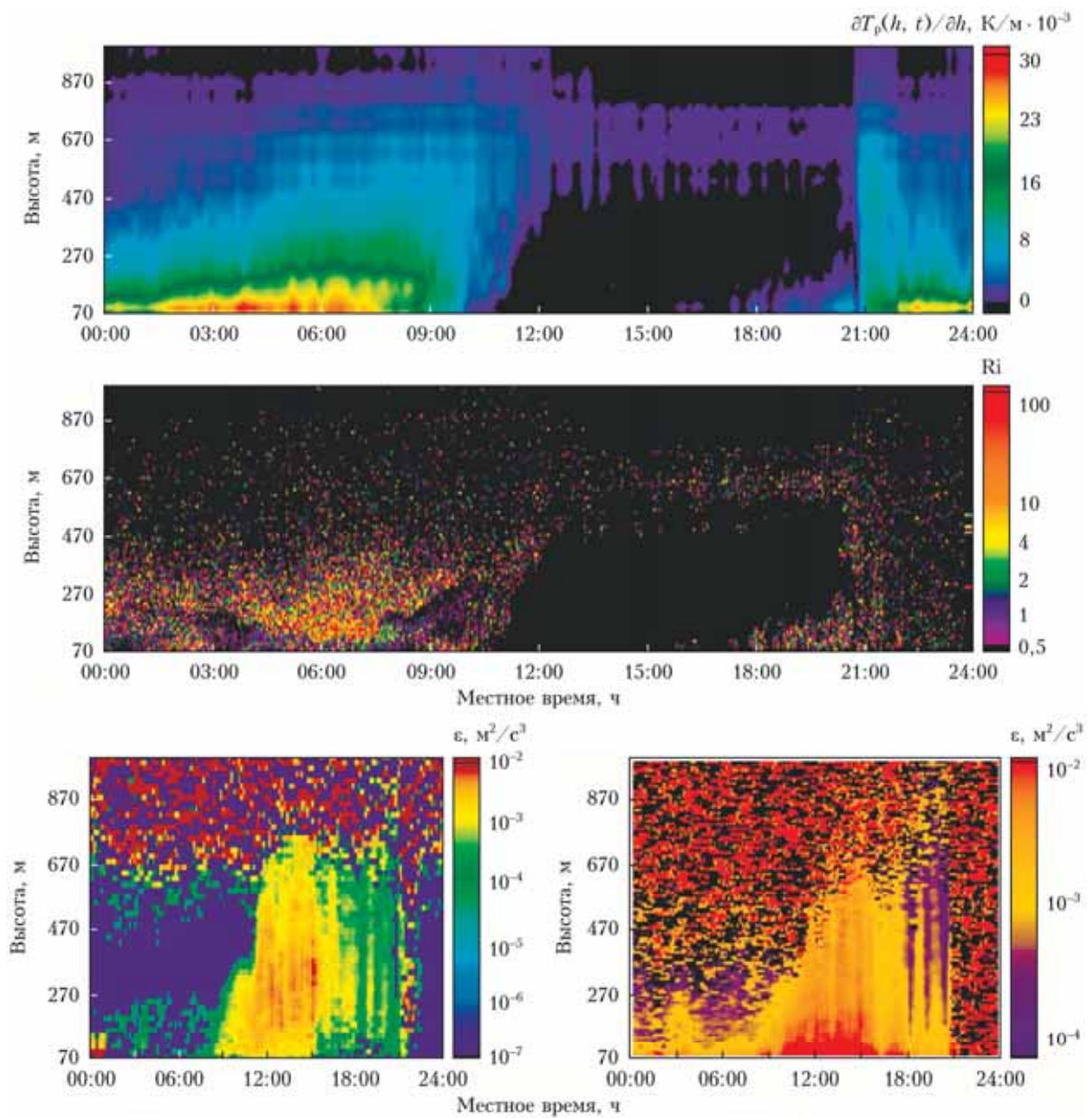


Рис. 3. Высотно-временные распределения (сверху вниз) вертикального градиента потенциальной температуры, градиентного числа Ричардсона и скорости диссипации, рассчитанной по данным вертикального зондирования лидара StreamLine (слева) и конического сканирования лидара ЛРВ (справа). БЭК, 16 августа 2021 г.



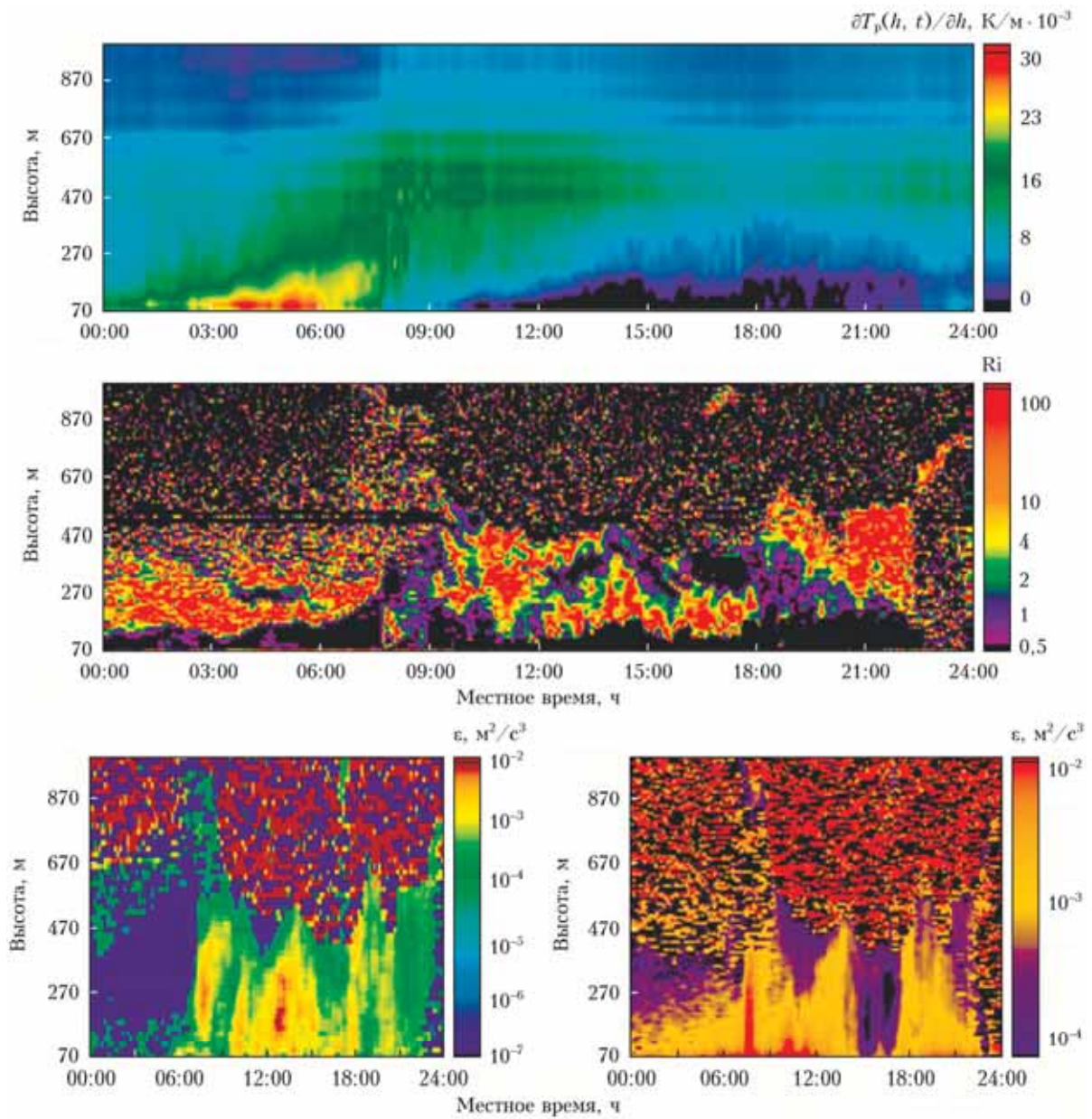


Рис. 4. То же, что и на рис. 3. БЭК, 23 августа 2021 г.

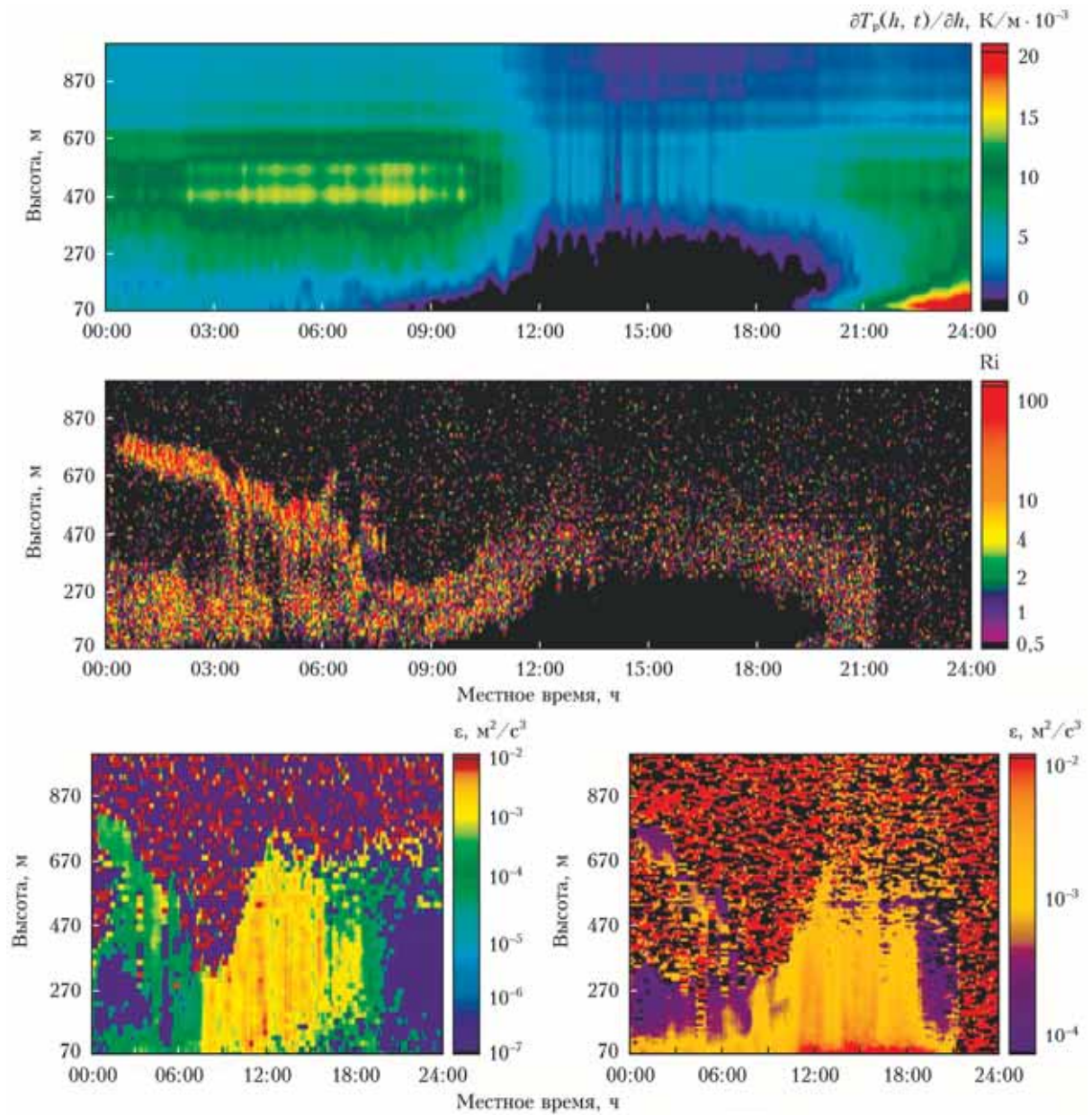


Рис. 5. То же, что и на рис. 3. БЭК, 24 августа 2021 г.

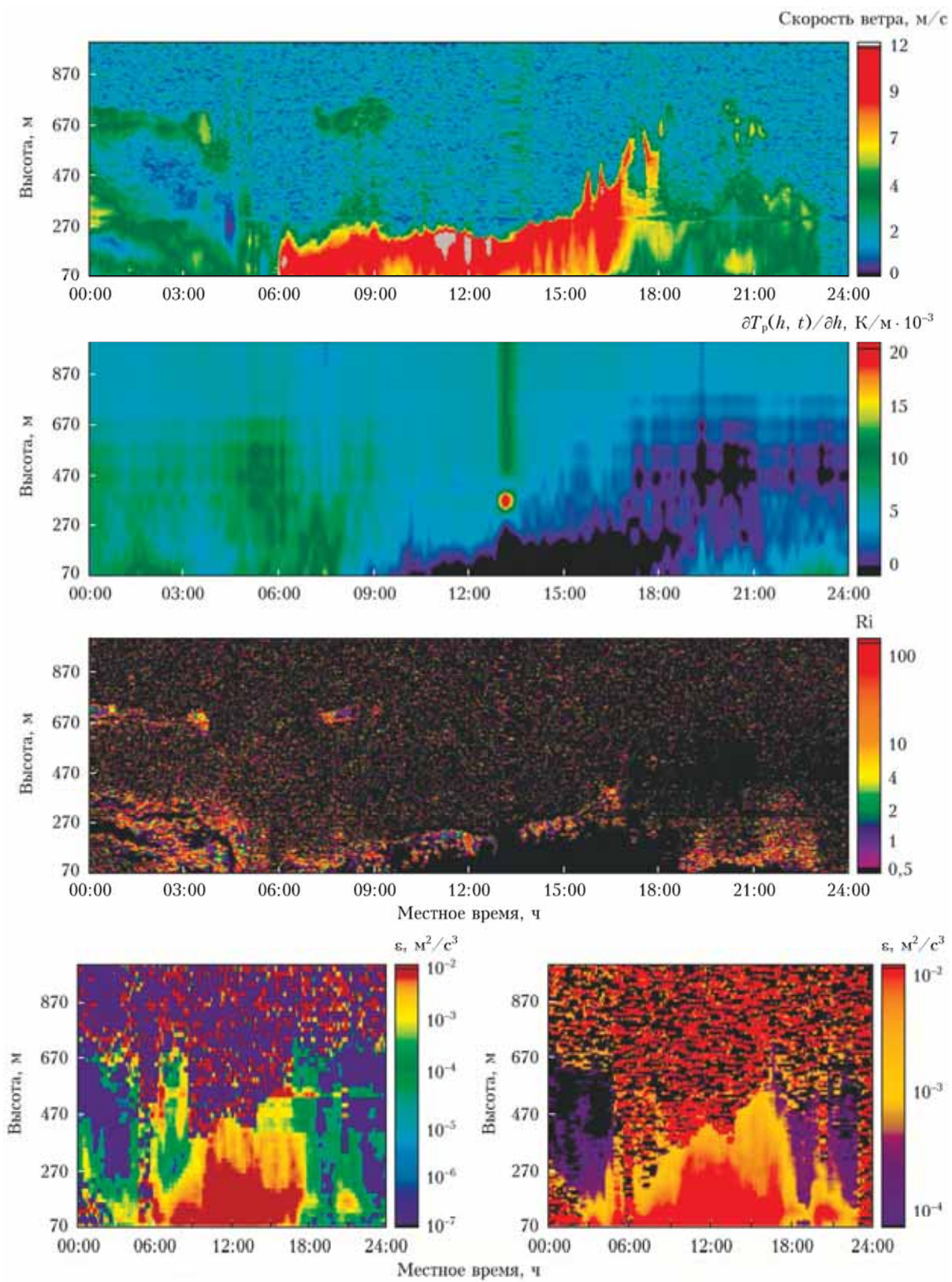


Рис. 6. Высотно-временные распределения (сверху вниз) скорости ветра, вертикального градиента потенциальной температуры, градиентного числа Ричардсона и скорости диссипации, рассчитанной по данным вертикального зондирования лидара StreamLine (слева) и конического сканирования лидара ЛРВ (справа). Байкал, 14 сентября 2021 г.

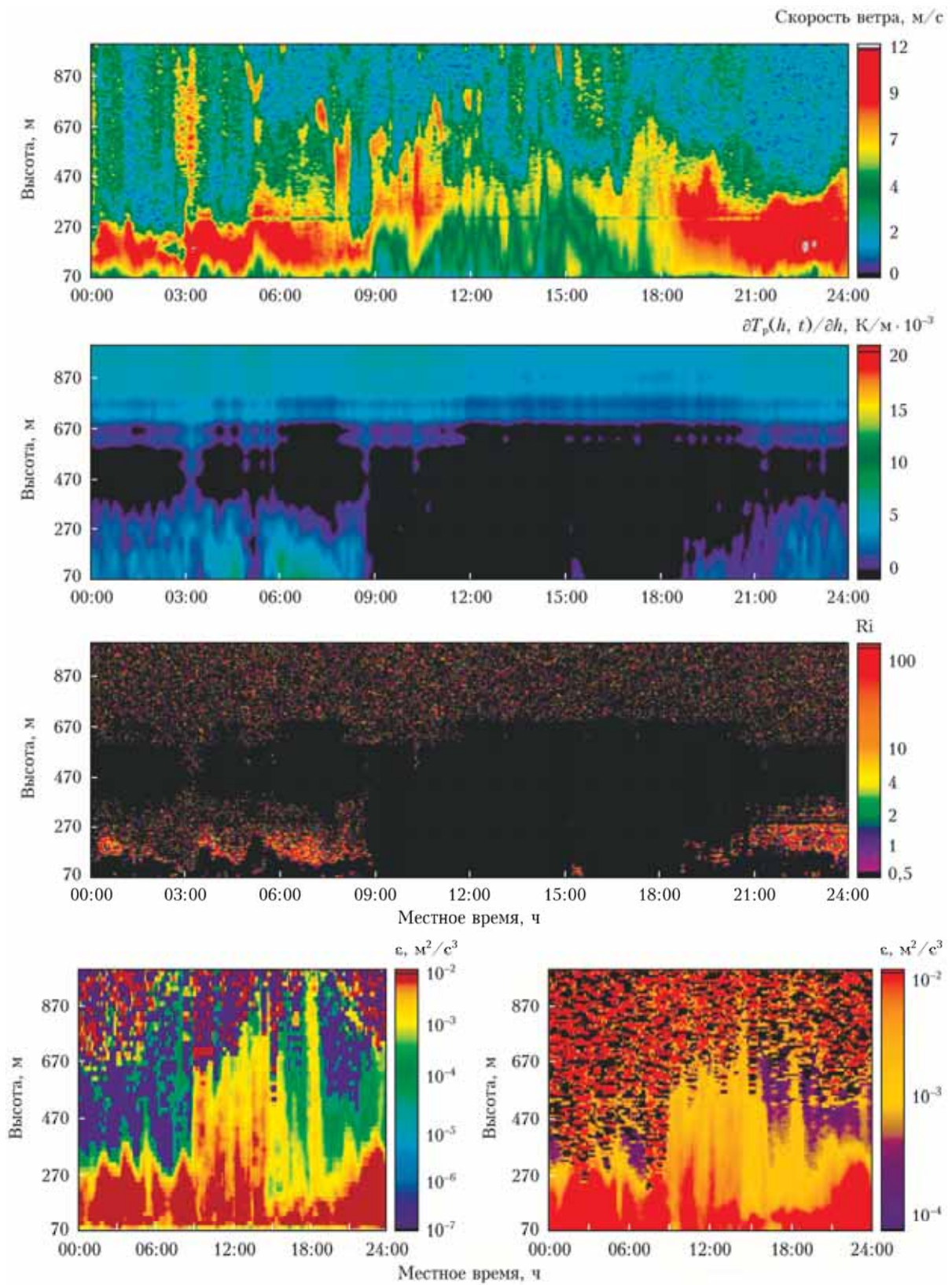


Рис. 7. То же, что и на рис. 6. Байкал, 7 сентября 2021 г.