

АКУСТООПТИЧЕСКИЕ И РАДИООПТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

УДК 535.327+551.510.61+534.612

Высота слоя перемешивания в условиях температурных инверсий: экспериментальные данные и модельные оценки

С.Л. Одинцов[✉], В.А. Гладких, А.П. Камардин, И.В. Невзорова*

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

Поступила в редакцию 28.02.2022 г.;
после доработки 12.04.2022 г.;
принята к печати 16.05.2022 г.

Приведены результаты сравнения модельных оценок высоты слоя перемешивания в пограничном слое атмосферы в условиях приземных инверсий температуры воздуха с экспериментальными оценками высоты слоя интенсивного турбулентного теплообмена. Экспериментальные данные, необходимые для этих оценок, получены с помощью температурно-ветрового комплекса, включающего метеорологический акустический локалатор (содар), метеорологический температурный профилемер и ультразвуковые анемометры-термометры. Показано, что в условиях приземных инверсий температуры высота слоя перемешивания, рассчитанная по модельным формулам, как правило, существенно меньше высоты слоя турбулентного теплообмена.

Ключевые слова: инверсия температуры, пограничный слой атмосферы, слой перемешивания, содар, температурный профилемер, турбулентный теплообмен, ультразвуковой анемометр-термометр; temperature inversion, atmospheric boundary layer, mixing layer, sodar, temperature profilometer, turbulent heat exchange, ultrasonic anemometer-thermometer.

Введение

Настоящая работа продолжает цикл наших статей [1–4] по акустической диагностике пограничного слоя атмосферы (ПСА) при температурных инверсиях. Актуальность таких исследований обусловлена необходимостью уточнения существующих представлений о процессах и полях в устойчиво стратифицированном ПСА (УПСА) как для прогноза его состояния (метеорология, экология), так и для решения задач по распространению оптического излучения.

Цель нашей работы заключается в сравнении модельных оценок высоты слоя перемешивания h_S в УПСА с оценками высоты слоя интенсивного турбулентного теплообмена H_m (слоя с повышенной дисперсией температуры воздуха). Используемая методика оценок H_m изложена, в частности, в [1] и основана на обработке «эхোগрамм» содара. Эхограммы — это высотное-временное распределение амплитуды регистрируемых содаром звуковых сигналов, рассеянных случайными (турбулентными) неоднородностями температурного поля в ПСА в процессе дистанционного акустического зондирования.

Определение высоты слоя перемешивания h_S в случае УПСА до сих пор остается предметом дискуссий и исследований. В литературе приводятся многочисленные модельные формулы для оценок h_S в УПСА, основанные на различных подходах. Результаты расчетов h_S по этим формулам при одних и тех же входных параметрах могут существенно различаться. Укажем некоторые публикации, где есть обзор и анализ существующих методов расчета h_S . В [5–7] рассматриваются методы, основанные на особенностях высотных профилей температуры воздуха в УПСА. В [8–10] — взаимосвязь h_S с приземными значениями ряда термодинамических характеристик. В качестве индикатора h_S применяется также уровень, где скорость диссипации кинетической энергии турбулентности или дисперсия вертикального ветра стремятся к нулю (по сравнению со значениями вблизи подстилающей поверхности) [11–13]. В [14–17] разрабатываются методики оценок h_S на основе профилей концентрации аэрозоля, полученных с помощью лидаров. Во многих из перечисленных публикаций проводится сравнение результатов расчетов h_S по нескольким методикам. Обзоры возможных способов определения h_S опубликованы, например, в [18–20]. В упомянутых публикациях фактически подразумевается, что h_S соответствует уровню, где турбулентные потоки (ветра, температуры, аэрозоля) составляют всего несколько процентов от приземных значений или их градиенты стремятся к нулю.

* Сергей Леонидович Одинцов (odintsov@iao.ru); Владимир Александрович Гладких (glvl@iao.ru); Андрей Павлович Камардин (kap136@iao.ru); Ирина Витальевна Невзорова (nevzorova@iao.ru).

Исходя из наших технических возможностей, для сравнения модельных оценок высоты h_S с высотой H_m в условиях УПСА за «базисные» были взяты модели h_S , опубликованные в [21, 22] и основанные на приземных значениях ряда метеорологических параметров. Отметим, что эти же модели применялись при решении аналогичной задачи в [10] при сравнении с результатами работы содара.

Методика оценок H_m и h_S

Высота слоя H_m с повышенной дисперсией температуры воздуха в ПСА определялась на основе эхограмм содара «Волна-4М». Более подробно методика определения H_m приведена в [1]. Она подразумевает, в частности, что если в ПСА присутствует несколько слоев с повышенной дисперсией температуры, то за высоту H_m принимается верхняя граница нижнего слоя, примыкающего непосредственно к подстилающей поверхности. Для примера на рис. 1 приведена эхограмма содара («очищенная» от шума и с компенсацией сферического расхождения сигналов) в эпизоде со слоистой структурой поля температурной турбулентности с нанесенным на рисунок графиком высоты H_m .

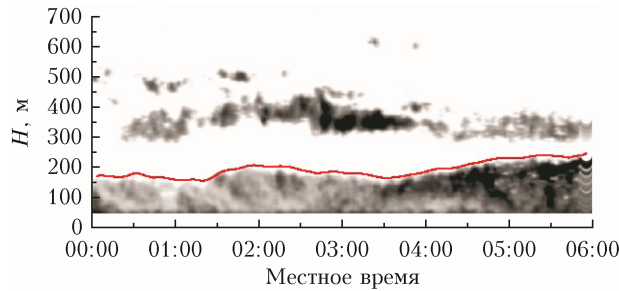


Рис. 1. Эхограмма содара с графиком высоты H_m (сплошная линия) (БЭК, 31.01.2021 г.)

Подчеркнем, что в оценку H_m включались области с повышенными дисперсиями температуры вне зависимости от знака вертикального турбулентного потока тепла в той или иной области ПСА, например вблизи нижней границы приподнятой инверсии температуры.

Как уже отмечалось ранее, для оценок h_S нами были использованы формулы, приведенные в [21, 22]. Для h_S , вычисленной по формуле из [21], введем обозначение h_E :

$$\frac{1}{h_E^2} = \frac{f^2}{(C_R u_*^2)^2} + \frac{N|f|}{(C_{CN} u_*^2)^2} + \frac{|fB_s|}{(C_{CN} u_*^2)^2}. \quad (1)$$

Здесь $f = 2\Omega \sin \varphi$ (рад/с) — параметр Кориолиса (Ω — скорость углового вращения Земли, φ — широта места наблюдения); u_* — динамическая скорость (скорость трения) вблизи подстилающей поверхности, м/с; $B_s = (g/T)\overline{w'T'}$ — приземный поток плавлучности, $\overline{w'T'}$ — приземный турбулентный поток температуры по вертикали, черта сверху — осред-

нение по интервалу времени Δt , w' — пульсации вертикального ветра, м/с, T' — пульсации температуры, К, $g = 9,8$ — ускорение силы тяжести, м/с², T — абсолютная температура воздуха, средняя за интервал времени Δt , К; $N = \sqrt{(g/\Theta)\partial\Theta/\partial z}$ — частота Брента–Вайсяля на высоте z , с⁻¹, $\Theta(z) \approx T(z) + 0,01z$ — средняя потенциальная температура воздуха, К. Значения коэффициентов, которые мы использовали при расчетах в формуле (1), согласно [21], следующие: $C_R = 0,6$; $C_{CN} = 1,36$; $C_{NS} = 0,5$. Особо отметим, что в формуле (1) частота Брента–Вайсяля N должна соответствовать высоте, превышающей высоту слоя перемешивания, т.е. соответствовать значению в «свободной» атмосфере. Введем для нее специальное обозначение $N = N_U$.

Преобразуем формулу (1) к виду

$$h_E = D_0 \frac{1}{\sqrt{1 + D_1^2 + D_2^2}}, \quad (2)$$

где

$$D_0 = \frac{C_R u_*}{f}, \quad D_1^2 = \frac{C_R^2}{f C_{CN}^2} N_U, \quad D_2^2 = \frac{0,028 C_R^2}{f p C_{NS}^2 u_*^2} |Q|. \quad (3)$$

В формуле (2) вместо приземного потока температуры $\overline{w'T'}$ в рассмотрение введен приземный турбулентный поток тепла $Q = c_p \cdot \rho \cdot \overline{w'T'}$ (Вт/м²), где $c_p = 1006$ Дж/(кг·К), $\rho = 100p/(R_c T)$ кг/м³ — плотность воздуха, $R_c = 287$ Дж/(кг·К); p — атмосферное давление, гПа. Тогда $B_s \approx 0,028Q/p$. Динамическая скорость вычислялась по формуле $u_* = \sqrt{(u'w')^2 + (v'w')^2}$, где u' , v' , w' — пульсационные составляющие, соответственно, продольного, поперечного и вертикального ветра в приземном слое (методика их определения изложена, например, в [23]).

Высота слоя перемешивания в УПСА может быть рассчитана также по формуле [22]:

$$h_S = h_{SL} = L \cdot \left(\frac{|B_s|}{\alpha \cdot u_* \cdot f \cdot N_U \cdot L} \right)^\lambda, \quad (4)$$

где $L \approx -89,2 \cdot p \cdot u_*^3 \cdot Q^{-1}$ — масштаб Монины–Обухова (записан в переменных, формирующих формулу (2)). В [22] применяются значения $\alpha = 3$, $\lambda = [C_1 - 0,001(N_U/f)]^{-1}$, $C_1 = 1,8$. Хотя там же отмечается, что α и C_1 могут быть и другими. Введенные в расчеты значения $\alpha = 3$ и $C_1 = 1,8$ считаются в [22] «оптимальными». Обратим внимание на то, что формула (4) подразумевает «жесткое» выполнение условия $Q < 0$.

Поскольку представленные далее результаты получены в одном пункте наблюдения, расположенном на северной широте $\varphi \approx 56,5^\circ$, $f \approx 1,2125 \cdot 10^{-4}$ и соотношения (3) и (4) можно записать (с учетом введенных коэффициентов) в виде

$$D_0 \approx 4948 u_*, \quad D_1^2 \approx 1605 N_U, \quad D_2^2 \approx 333 \cdot \frac{|Q|}{\rho u_*^2}, \quad (3.A)$$

$$h_{SL} \approx -89,2 \cdot \frac{pu_*^3}{Q} \cdot \left(0,863 \cdot \frac{Q^2}{N_U p^2 u_*^4} \right)^{\lambda(N_U)}, \quad (5)$$

причем в формуле (5) $\lambda(N_U) \approx (1,8 - 8,25N_U)^{-1}$. Все величины, входящие в правые части этих соотношений, могут быть определены с использованием имеющегося в нашем распоряжении оборудования.

Использованное оборудование и место измерений

Для измерения параметров атмосферы использовался температурно-ветровой комплекс, включающий метеорологический акустический локализатор (содар) «Волна-4М» [24], метеорологический температурный профилимер МТР-5 [25, 26] и ультразвуковой анемометр-термометр (ультразвуковая метеостанция — УЗМ) «Метео-2» [27]. Измерения велись непрерывно (круглосуточно), за исключением периодов профилактических работ и ремонта того или иного прибора. Содар контролировал диапазон высот 45–1000 м с шагом по времени 8 с. Использовался режим циклической смены несущих частот (1900–2100–2300 Гц) в зондирующих импульсах длительностью 0,15 с при одновременном излучении разных частот тремя измерительными каналами. Прибор МТР-5 измерял температуру воздуха в диапазоне высот от 4 (далее присваиваем этому уровню обозначение «0 м») до 1000 м с шагом по высоте 50 м и по времени 5 мин. Сведения о приземных метеорологических характеристиках, необходимых при вычислениях по формулам (3.А) и (5), были получены с помощью УЗМ, размещенной на высоте 10 м и измерявшей температуру воздуха, три ортогональных компонента вектора ветра, относительную влажность воздуха и статическое атмосферное давление с частотой 10 Гц. Экспериментальные данные температурно-ветрового комплекса обрабатывались специализированным программным обеспечением. Все представленные далее результаты — средние значения по интервалам времени $\Delta t = 10$ мин.

В анализ были включены результаты измерений в пункте наблюдения Базовый экспериментальный комплекс (БЭК) ИОА СО РАН, расположенном в пригороде Томска. Этот пункт относится к естественному ландшафту, включающему достаточно большую поляну, окруженную лесопосадками высотой до 15–20 м (более подробное описание см. в [28, 29]). Рассматривались измерения, проведенные в разные месяцы 2020 и 2021 гг. Отметим, что осадки, наличие и балл облачности нами при анализе не учитывались.

Результаты

В обработку были включены результаты измерений, проводившихся в июле и сентябре 2020 г., а также в январе и апреле 2021 г. Эти периоды относятся к разным сезонам года и позволяют получить общее представление об изменениях и соотношениях H_m и h_S в ПСА.

Рассмотрим сначала значения высот h_S , вычисленные по формуле (2) (с использованием (3.А)) и по формуле (5). Основные «входные» параметры для расчетов по этим формулам — приземные значения динамической скорости u_* , вертикального турбулентного потока тепла Q и атмосферного давления p . Эти параметры определялись по результатам работы УЗМ. Частота Брента–Вайсяля в «свободной» атмосфере $N = N_U$ вычислялась на основе данных температурного профилера МТР-5. При этом необходимо было принять решение, с какой высоты начинается «свободная» атмосфера. Очевидно, что в течение суток эта высота может изменяться. Поскольку нас интересовали только случаи инверсий температуры, можно предположить, что «свободная» атмосфера в этих условиях соответствует уровням, превышающим верхнюю границу инверсии H_U . Основываясь на этом предположении, мы предварительно рассчитали высоты H_U по измеренным температурным профилям, а затем определили частоты N_U по температурам на высотах, превышающих H_U . Особый случай — январь и отчасти апрель 2021 г., когда инверсия температуры могла охватывать весь контролируемый слой атмосферы 0–1000 м. В этом случае оценка N_U производилась по высотам, превышающим H_m . В качестве примера на рис. 2 показаны графики высот H_U (символы) и H_m (линии с символами).

Величины H_m , представленные на рис. 2, соответствуют любым типам стратификации. Отметим значительное число инверсий температуры в теплое время года, когда H_U не превышает (примерно) 100 м. Это характерно для приземных инверсий и соответствует не только периодам их образования, но наблюдается и в последующий период их «жизни». Такой эффект требует отдельного анализа и здесь не рассматривается.

В соответствии с результатами на рис. 2 принято решение для оценок частоты N_U использовать измерения температуры в области высот 750–1000 м. Первоначально был проведен расчет медианных значений $N^2 = N_M^2 = \frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}$ (с⁻²) в указанной области высот (рис. 3). Они демонстрируют, в том числе, эпизоды с отрицательными значениями N_M^2 в июле и сентябре 2020 г.

Учитывая существенную изменчивость N_M^2 , в расчетах по формулам (2) и (5) были использованы медианы величины N_M^2 в том или ином месяце, т.е. полагалось $N_U = \sqrt{\hat{N}_M^2}$ (здесь $\hat{N}_M^2$ — медианное значение N_M^2 за месяц). В итоге были получены $N_U = 0,0074$ для июля и 0,0114 для сентября 2020 г., 0,023 для января и 0,014 для апреля 2021 г. С использованием N_U рассчитаны и значения показателя степени $\lambda(N_U)$ в формуле (5): 0,575 (июль 2020 г.), 0,586 (сентябрь 2020 г.), 0,621 (январь 2021 г.), 0,594 (апрель 2021 г.).

Для общего представления о диапазонах изменения величин u_* и Q , определяющих h_S согласно формулам (2) и (5), приведем на рис. 4 графики их изменения для выбранных месяцев.

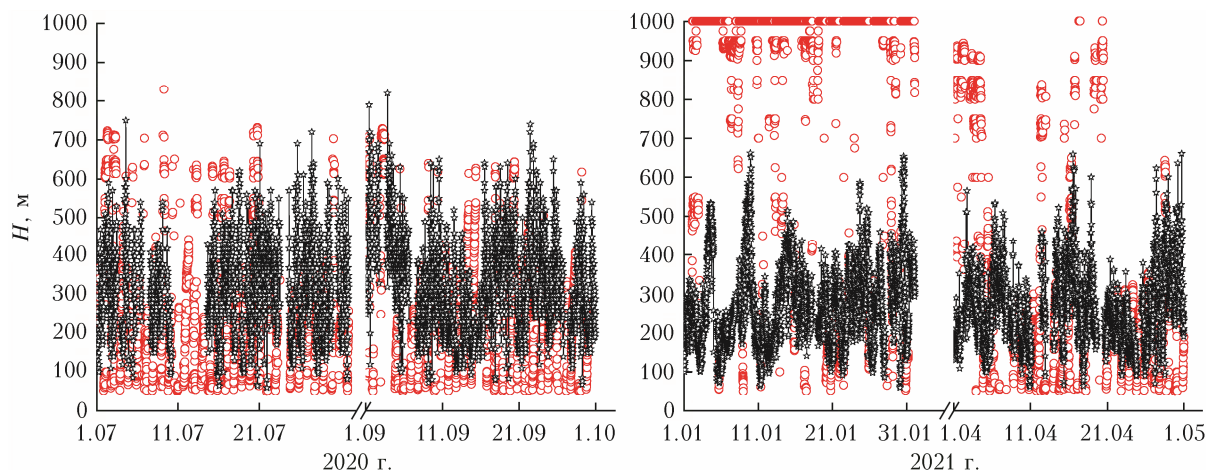


Рис. 2. Высоты верхней границы инверсии H_U (кружки) и слоя с повышенной дисперсией температуры H_m (звездочки) в различные сезоны 2020 и 2021 гг. Оси абсцисс содержат разрывы (цв. рисунок см. <http://iao.ru/ru/content/vol.35-2022/iss.07>)

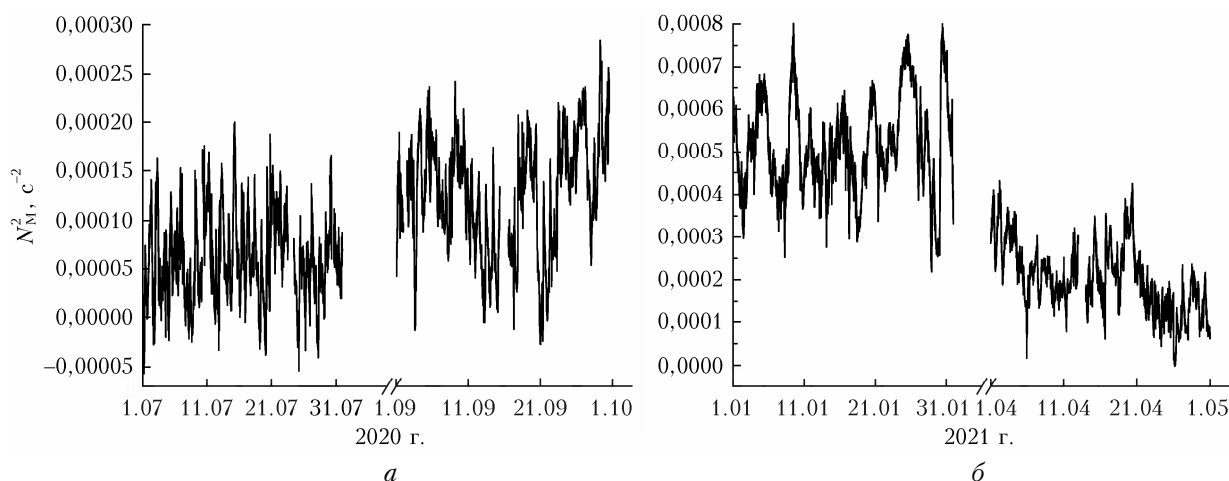


Рис. 3. Медианные значения квадрата частоты Брента–Вайсяля по диапазону высот 750–1000 м

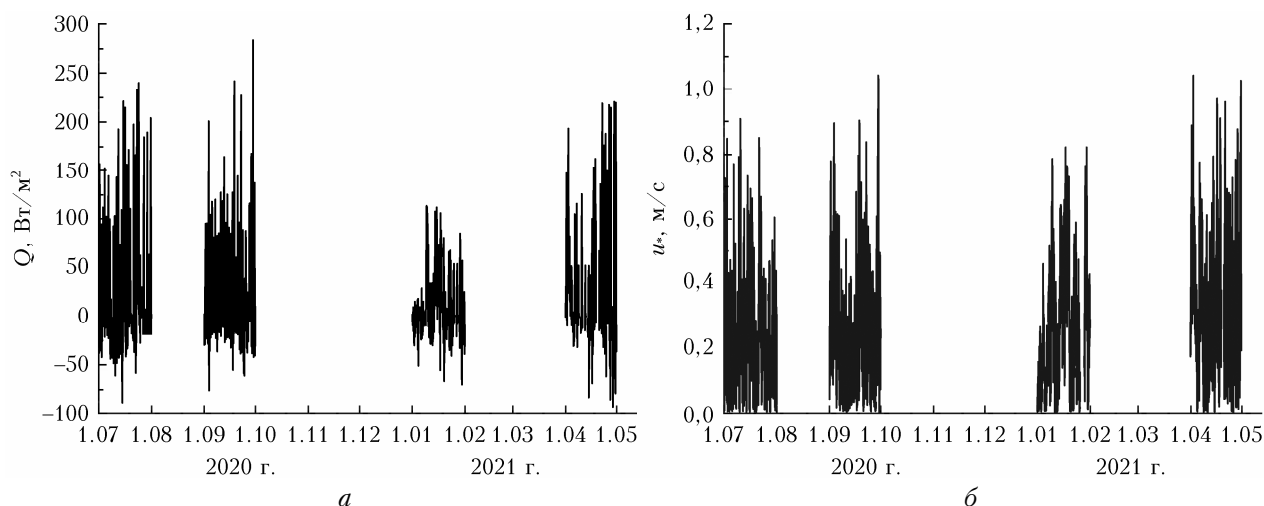


Рис. 4. Вертикальный турбулентный поток тепла (а) и динамическая скорость (б) на уровне 10 м за периоды анализа

Поскольку основная цель работы заключалась в оценках и сравнении h_S и H_m в условиях инверсий температуры в УПСА, из всего набора экспе-

риментальных данных были отобраны только те эпизоды, когда одновременно присутствовали инверсии и выполнялось условие $Q < 0$ (обязательное

при вычислениях по формуле (5)). В итоге в анализ вошло 172,3 ч в июле 2020 г., 228 ч в сентябре 2020 г., 286,8 ч в январе 2021 г., 172,8 ч в апреле 2021 г.

Общее поведение H_m в периоды анализа показано на рис. 2. Сравним теперь значения H_m и h_S только в условиях инверсии температуры и $Q < 0$. Обратим внимание на то, что мы пока не разделяем инверсии на приземные и приподнятые, а также не накладываем на них каких-либо ограничений, например на разность температур $\Delta T = T(H_U) - T(H_0)$ между верхней (H_U) и нижней (H_0) границами инверсии. На рис. 5 приведены H_m и h_S в заданные периоды анализа. Очевидно, что H_m в целом существенно превышает как h_E , так и h_{SL} . В свою очередь, h_{SL} , как правило, больше h_E .

Определенный интерес представляет сопоставление высоты верхней границы температурной инверсии H_U и высот H_m , h_S . В [1, 2] мы уже проводили сравнение H_U и H_m . Было установлено, что при некоторых условиях имели место случаи $H_m > H_U$, т.е. область УПСА с повышенной дисперсией температуры полностью «накрывает» область с инверсией температуры. Естественно, возникает вопрос о том, могут ли реализоваться случаи $h_S > H_U$. Для ответа на него были рассчитаны отношения $k_E = h_E/H_U$, $k_{SL} = h_{SL}/H_U$, $k_m = H_m/H_U$ и вычислены их интегральные функции распределения (ИФР), которые приведены на рис. 6. Напомним, что общее поведение H_U и H_m иллюстрирует рис. 2. Согласно рис. 6, случаи k_E , k_{SL} , $k_m > 1$ встречались часто, особенно в теплое время года. Лишь в январе 2021 г. практически отсутствовал вариант k_E , $k_{SL} > 1$.

Особый интерес представляют события с «сильной» инверсией температуры, когда перепад температур ΔT между ее границами велик и инверсия «примыкает» к подстилающей поверхности (приземная инверсия). Из всей совокупности имевшихся результатов были выбраны приземные инверсии с перепадом температур между ее границами $\Delta T \geq 2^\circ\text{C}$, а также с условием $Q \leq -2 \text{ Вт/м}^2$. Последнее условие введено для того, чтобы гарантировать устойчивую стратификацию непосредственно вблизи подстилающей поверхности. В итоге в анализ вошло 41,8 ч в июле 2020 г., 86,7 ч в сентябре 2020 г., 89,3 ч в январе 2021 г., 54,2 ч в апреле 2021 г. Однако существуют особенности у потока тепла Q в приземном слое в январе 2021 г. Характер этой неопределенности обсуждается в Приложении 1. Тем не менее проанализируем случаи $\Delta T \geq 2^\circ\text{C}$, $Q \leq -2 \text{ Вт/м}^2$ именно для выделенных эпизодов. Сравнение h_S и H_m приведено на рис. 7. Каждая точка на графиках соответствует оценкам h_S и H_m в один и тот же «момент» времени.

Согласно результатам на рис. 7 при указанных условиях лишь в отдельных случаях модельные оценки h_S сравнимы с «измеренными» H_m . В основном $h_S < H_m$. Отметим также (без иллюстраций), что при заданных условиях «перекрытие» инверсий высотами h_S практически отсутствует.

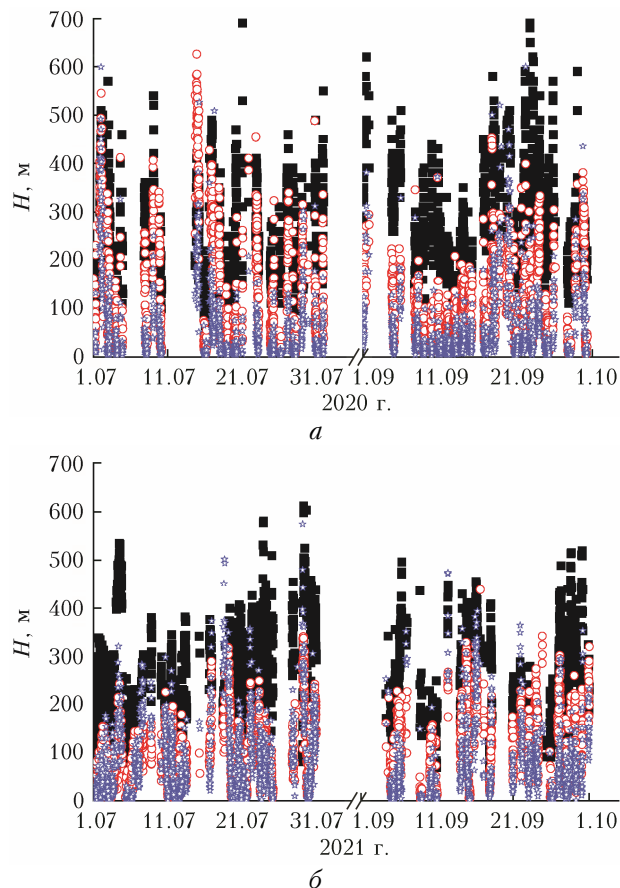


Рис. 5. Высоты слоев интенсивного турбулентного теплообмена H_m (квадраты) и перемешивания h_{SL} (кружки) и h_E (звездочки) для периодов наблюдения в 2020 (а) и 2021 гг. (б) (цв. рисунок см. <http://iao.ru/ru/content/vol.35-2022/iss.07>)

Только для оценок h_{SL} в «теплое» время года «перекрытие» ($k_{SL} > 1$) имеет место в 6, 1 и 7% случаев в июле, сентябре и апреле соответственно. Для H_m в заданных условиях «перекрытие» ($k_m > 1$) реализуется примерно в 25% времени существования инверсии в теплое время года и в 15% — зимой (январь).

В дополнение приведем в таблице статистику высоты верхней границы инверсии H_U в выбранных по условиям $\Delta T \geq 2^\circ\text{C}$, $Q \leq -2 \text{ Вт/м}^2$ эпизодах (значения H_U округлялись до 5 м). Общее представление о поведении H_U в тот или иной месяц можно получить из рис. 2. Более подробная статистика инверсий температуры в ПСА в 2020 г. приведена в [30]. Напомним, что предельно возможная высота зондирования профилей температуры воздуха прибором МТР-5 составляла 1000 м. Поэтому в таблице статистику H_U для января 2021 г. следует считать «условной», поскольку не было возможности измерять значения $H_U > 1000$ м.

Подводя итог, можно сделать вывод, что модельные оценки h_S при инверсиях температуры в ПСА, вычисленные по формулам (1) и (5), как правило, существенно меньше высоты H_m слоя с повышенной дисперсией температуры воздуха.

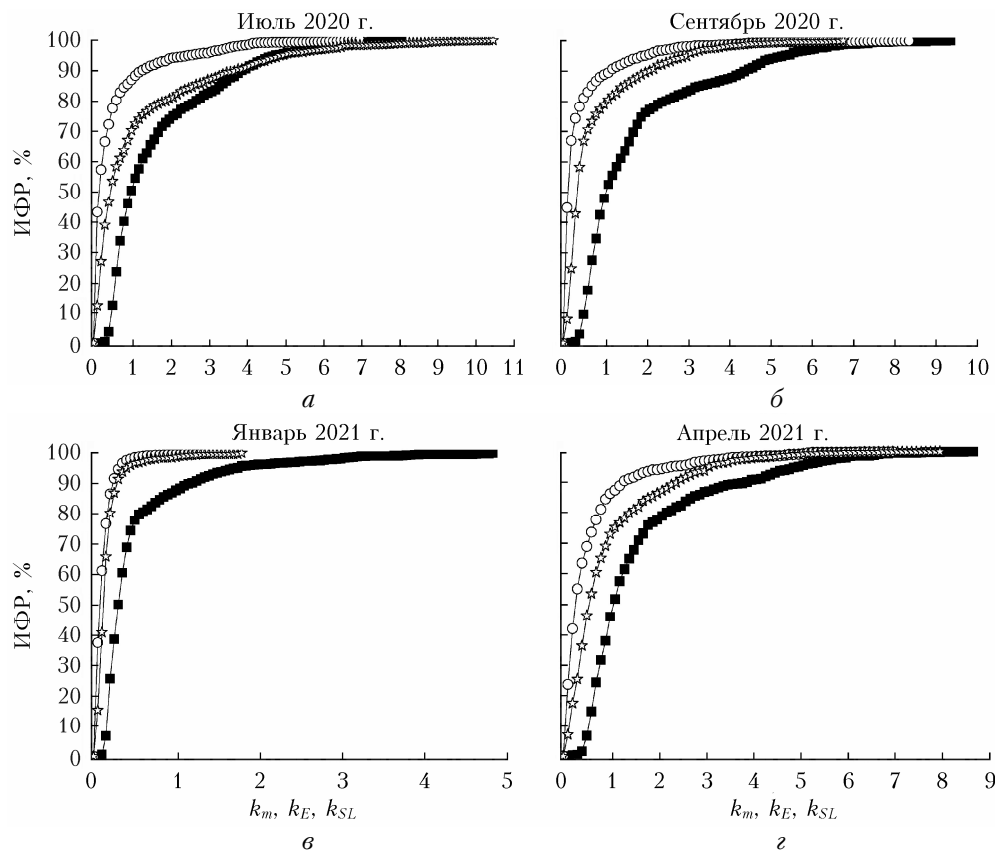


Рис. 6. Интегральные функции распределения «коэффициентов перекрытия» k_m (квадраты), k_E (кружки), k_{SL} (звездочки) для разных периодов наблюдения

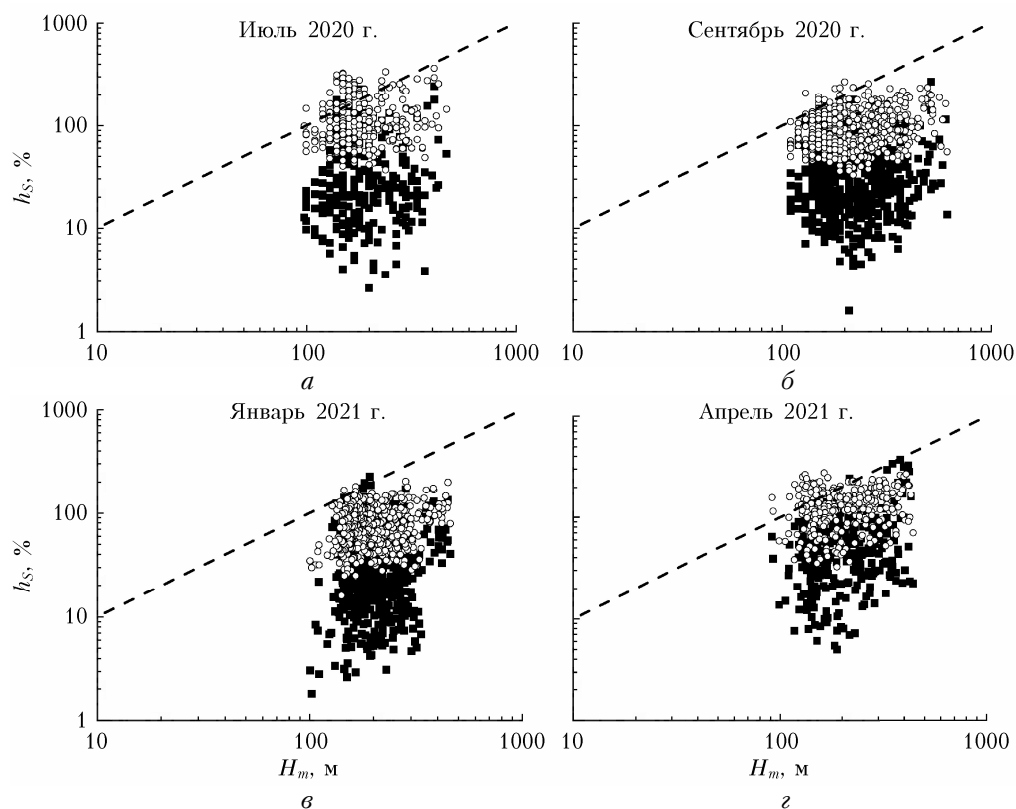


Рис. 7. Сопоставление высот H_m , h_E (квадраты) и h_{SL} (кружки) при инверсиях температуры в разные периоды наблюдений в совпадающие «моменты» времени ($\Delta T \geq 2^\circ\text{C}$, $Q \leq -2 \text{ Вт/м}^2$)

Статистика верхней границы H_U (м) приземной температурной инверсии в ПСА

Период измерений	Среднее	Минимум	1-й квартиль	Медиана	3-й квартиль	Максимум
Июль 2020 г.	275	125	230	265	300	720
Сентябрь 2020 г.	315	150	245	230	365	710
Январь 2021 г.	750	110	510	945	1000	1000
Апрель 2021 г.	260	115	200	260	300	625

При этом высоты $h_S = h_{SL}$, вычисленные по формуле (5) на основе [22], обычно превышают $h_S = h_E$, рассчитанные по формуле (2) из [21]. Какие-либо явные (хорошо сформированные) эмпирические взаимосвязи между h_S и H_m нами не выявлены.

Для выяснения причин, почему высота H_m области с повышенной дисперсией температуры в УПСА существенно превышает прогнозируемые различными моделями высоты слоя перемешивания h_S , нужны дополнительные исследования. Возможно, в модельные оценки h_S следует включать не только вертикальные турбулентные потоки тепла и импульса, но и их горизонтальные составляющие, которые по абсолютным значениям могут превосходить вертикальные, а также учитывать влияние мезомасштабных потоков (см., например, [31, 32]).

Заключение

Сопоставление оценок высоты h_S слоя перемешивания, полученных на основе опубликованных в литературе формул, с экспериментально определенными высотами H_m слоя с повышенной дисперсией температуры при наличии приземной инверсии температуры в ПСА показало, что H_m , как правило, заметно превышает h_S в любой сезон года. И чем больше перепад температур ΔT между границами инверсии, тем больше различие. Также отмечено, что при относительно небольших значениях ΔT возможны случаи, когда h_S и H_m больше высоты верхней границы инверсии. Но при увеличении ΔT превышать верхнюю границу инверсии способен только слой с повышенной дисперсией температуры воздуха. Можно предположить, что для уточнения расчетов h_S при инверсиях температуры в ПСА необходимо учитывать дополнительные факторы, такие, например, как горизонтальные турбулентные потоки тепла и импульса, а также потоки, относящиеся к мезо-гамма-масштабным процессам.

Кроме того, отмечено, что в зимних условиях могут возникать затруднения с заданием необходимых при вычислении высот h_S приземных вертикальных турбулентных потоков тепла, поскольку экспериментально зарегистрированы случаи с различием знака потока на близких уровнях (5 и 10 м). Этот вывод сделан на основе экспериментальных данных в конкретном пункте наблюдений. Хотя подобные

эффекты можно ожидать и в других пунктах, подобных по структуре подстилающей поверхности.

Благодарности. Экспериментальные данные получены с использованием температурно-ветрового комплекса, входящего в состав ЦКП «Атмосфера» ИОА СО РАН.

Приложение 1

При расчетах высоты слоя перемешивания h_S по формулам (1) и (5) требуется выполнение условия $Q < 0$ Вт/м² (в первую очередь для вычислений по формуле (5)). Во всех расчетах мы использовали результаты измерений потока тепла Q на высоте 10 м. Однако при анализе экспериментальных данных было установлено, что в январе 2021 г. в приземном слое наблюдается эффект «противофазы» потоков Q на близких уровнях 10 и 5 м (на этой высоте одновременно работала вторая УЗМ «Метео-2»). Это означает, что при выполнении на высоте 10 м условия $Q(10) > 0$, которое исключает возможность расчетов h_S по формулам (1) и (5), в это же время на высоте 5 м вполне вероятно $Q(5) < 0$, что допускает расчеты по этим формулам. В качестве примера приведен рис. П1, где показаны потоки Q на уровнях 5 и 10 м в июле 2020 г. и в январе 2021 г. Согласно рис. П1, а, в «противофазы» потоков на уровнях 5 и 10 м в январе 2021 г. продолжалась довольно длительное время.

В летнее время потоки Q на уровнях 5 и 10 м можно считать «синфазными»: знаки и величины потоков на этих уровнях в целом согласованы. Типичный пример – рис. П1, б, г, где представлены результаты за июль 2020 г.

Предварительный анализ эпизодов с «противофазой» потоков тепла [33] позволил выяснить, что различие в знаках Q на уровнях 5 и 10 м в зимнее время обусловлено влиянием «отрицательной корреляции» пульсаций температуры воздуха между высотами 5 и 10 м, в то время как коэффициент корреляции пульсаций вертикального ветра в целом положительный. Отметим, что ситуации с устойчивой по времени «противофазой» потоков Q на высотах 5 и 10 м в пункте наблюдения БЭК ИОА СО РАН в холодное время года не являются «обязательными». В некоторые зимы (за период с 2016 г.) они практически отсутствовали. Более детальный анализ «противофазы» турбулентных потоков тепла планируется провести в дальнейшем.

Представленный в Приложении материал предназначен для того, чтобы обратить внимание на необходимость учета возможных особенностей турбулентных тепловых потоков в приземном слое атмосферы при их использовании в модельных оценках высоты слоя перемешивания в условиях устойчивой стратификации ПСА. Поставленный вопрос о том, на какой высоте брать турбулентный поток тепла Q в зимних условиях для расчетов высоты слоя перемешивания по формулам (1) и (5), пока остается

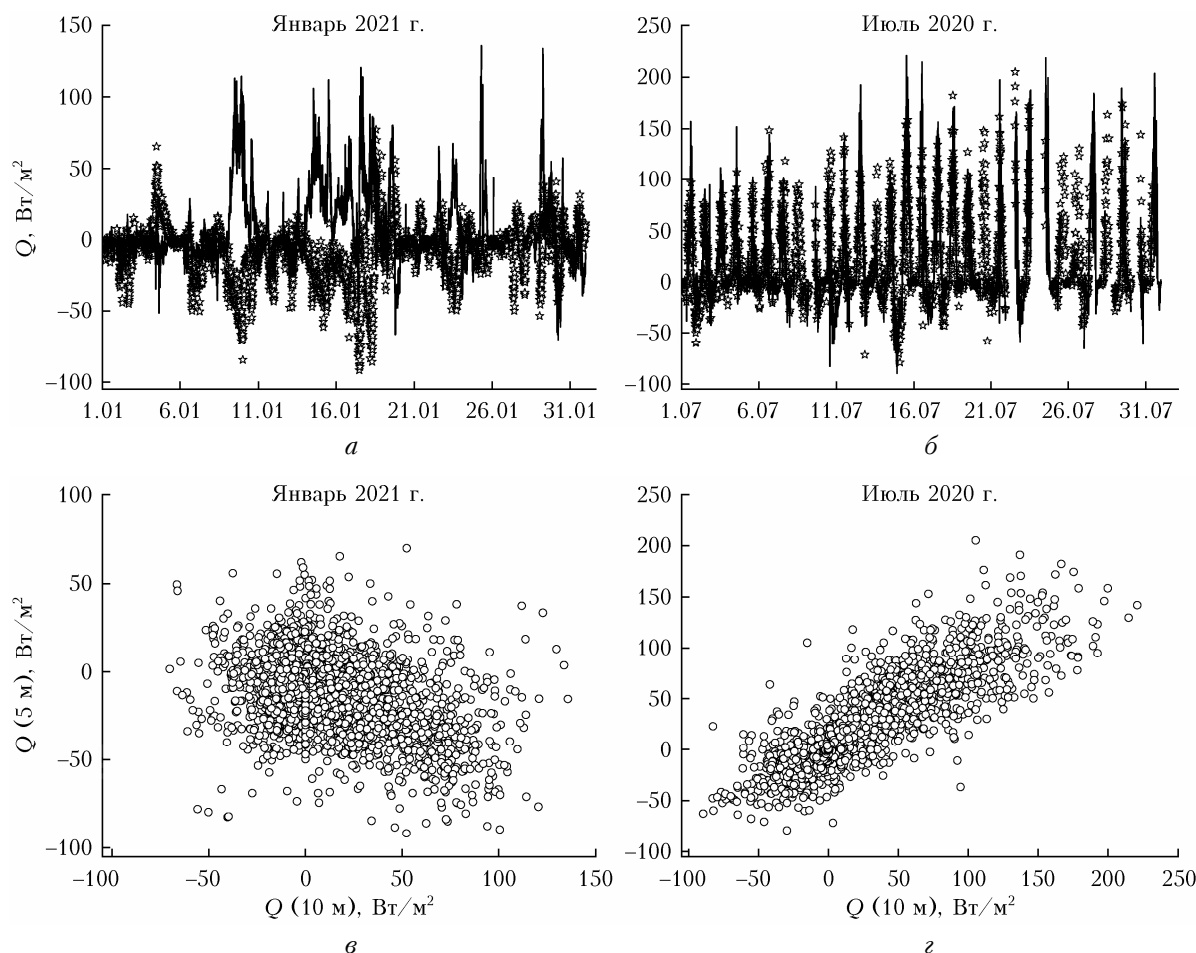


Рис. П1. Вертикальные турбулентные потоки тепла в январе 2021 г. (а) и в июле 2020 г. (б) на высотах 5 (звездочки) и 10 м (сплошная линия), а также их «межвысотная» взаимосвязь (в, г)

для нас без ответа. В настоящей работе было принято решение использовать значения Q на высоте 10 м для всех сезонов года.

Список литературы

- Одинцов С.Л., Гладких В.А., Камардин А.П., Невзорова И.В. Высота области интенсивного турбулентного теплообмена в устойчиво стратифицированном пограничном слое атмосферы. Часть 1: Методика оценок и статистика // Оптика атмосф. и океана. 2020. Т. 33, № 10. С. 782–790; Odintsov S.L., Gladkikh V.A., Kamardin A.P., Nevzorova I.V. Height of the region of intense turbulent heat exchange in a stably stratified atmospheric boundary layer: Part 1 – Evaluation technique and statistics // Atmos. Ocean. Opt. 2021. V. 34, N 1. P. 34–44.
- Одинцов С.Л., Гладких В.А., Камардин А.П., Невзорова И.В. Высота области интенсивного турбулентного теплообмена в устойчиво стратифицированном пограничном слое атмосферы. Часть 2: Взаимосвязь с приземными метеорологическими параметрами // Оптика атмосф. и океана. 2020. Т. 33, № 11. С. 880–889; Odintsov S.L., Gladkikh V.A., Kamardin A.P., Nevzorova I.V. Height of the region of intense turbulent heat
- exchange in a stably stratified boundary layer of the atmosphere. Part 2: Relationship with surface meteorological parameters // Atmos. Ocean. Opt. 2021. V. 34, N 2. P. 117–127.
- Kamardin A.P., Gladkikh V.A., Mamyshev V.P., Nevzorova I.V., Odintsov S.L., Trofimov I.V. Estimation of the height of intense turbulent heat exchange layer in the stably stratified atmospheric boundary layer // Proc. SPIE. 2020. V. 11560. DOI: 10.1117/12.2574268.
- Odintsov S.L., Gladkikh V.A., Kamardin A.P., Nevzorova I.V. Determination of the structure characteristic of refractive index of optical waves in the atmospheric boundary layer with remote acoustic sounding facilities // Atmosphere. 2019. V. 10, iss. 11. DOI: 10.3390/atmos10110711.
- Richardson H., Basu S., Holtslag A.A.M. Improving stable boundary-layer height estimation using a stability-dependent critical bulk Richardson number // Bound.-Lay. Meteorol. 2013. V. 148, N 1. P. 93–109. DOI: 10.1007/s10546-013-9812-3.
- Zhang Y., Gao Z., Li D., Li Y., Zhang N., Zhao X., Chen J. On the computation of planetary boundary-layer height using the bulk Richardson number method // Geoscientific Model Development. 2014. V. 7. P. 2599–2611. DOI: 10.5194/GMD-7-2599-2014.
- Coen M.C., Praz C., Haefele A., Ruffieux D., Kaufmann P., Calpini B. Determination and climatology

- of the planetary boundary layer height above the Swiss plateau by in situ and remote sensing measurements as well as by the COSMO-2 model // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V. 14. P. 13205–13221. DOI: 10.5194/acp-14-13205-2014.
8. *Zilitinkevich S., Baklanov A.* Calculation of the height of the stable boundary layer in practical applications // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2002. V. 105, N 3. P. 389–409.
 9. *Holdsworth A.M., Monahan A.H.* Turbulent collapse and recover in the stable boundary layer using an idealized model of pressure-driven flow with a surface energy budget // *J. Atmos. Sci.* 2019. V. 76, N 5. P. 1307–1327.
 10. *Pietroni I., Argentini S., Petenko I., Sozzi R.* Measurements and parametrizations of the atmospheric boundary-layer height at dome C, Antarctica // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2012. V. 143, N 1. P. 189–206.
 11. *Банах В.А., Смелихо 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.
 12. *Sun H., Shi H., Chen H., Tang G., Sheng C., Che K., Chen H.* Evaluation of a method for calculating the height of the stable boundary layer based on wind profile lidar and turbulent fluxes // *Remote Sens.* 2021. V. 13. P. 3596. DOI: 10.3390/rs13183596.
 13. *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 3. P. 503–522. DOI: 10.1007/s10546-016-0205-2.
 14. *Zhong T., Wang N., Shen X., Xiao D., Xiang Z., Liu D.* Determination of planetary boundary layer height with lidar signals using maximum limited height initialization and range restriction (MLHI-RR) // *Remote Sens.* 2020. V. 12. P. 2272. DOI: 10.3390/rs12142272.
 15. *Kotthaus S., Haeffelin M., Drouin M.-A., Dupont J.-C., Grimmond S., Haeefele A., Herco M., Poltera Y., Wiegner M.* Tailored algorithms for the detection of the atmospheric boundary layer height from common automatic lidars and ceilometers (ALC) // *Remote Sens.* 2020. V. 12. P. 3259. DOI: 10.3390/rs12193259.
 16. *Schäfer K., Emeis S., Huß M., Cyrus J., Pitz M., Münkel C., Suppan P.* On a relation between particle size distribution and mixing layer height // *Proc. SPIE.* 2011. V. 8177. P. 81770H-01–12. DOI: 10.1117/12.898194.
 17. *Dang R., Yang Y., Hu X., Wang Z., Zhang S.* A review of techniques for diagnosing the atmospheric boundary layer height (ABLH) using aerosol lidar data // *Remote Sens.* 2019. V. 11. P. 1590. DOI: 10.3390/rs11131590.
 18. *Zhang H., Zhang X., Li Q., Cai X., Fan S., Song Y., Hu F., Che H., Quan J., Kang L., Zhu T.* Research progress on estimation of the atmospheric boundary layer height // *J. Meteorol. Res.* 2020. V. 34, N 3. P. 482–498. DOI: 10.1007/s13351-020-9910-3.
 19. *Emeis S., Schäfer K., Münkel C., Friedl R., Suppan P.* Comparison of different remote sensing methods for mixing layer height monitoring // *Proc. SPIE.* 2010. V. 7827. P. 782707-01–09. DOI: 10.1117/12.865108.
 20. *Seibert P., Beyrich F., Gryning S.-E., Joffre S., Rasmussen A., Tercier P.* Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height // *Atmos. Environ.* 2000. V. 34, N 3. P. 1001–1027.
 21. *Зилитинкевич С.С., Тюряков С.А., Троицкая Ю.И., Мареев Е.А.* Теоретические модели высоты пограничного слоя атмосферы и турбулентного вовлечения на его верхней границе // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана.* 2012. Т. 48, № 1. С. 150–160.
 22. *Steenveld G.J., van de Wiel B.J.H., Holtslag A.A.M.* Diagnostic equations for the stable boundary layer height: Evaluation and dimensional analysis // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2007. V. 46, N 2. P. 212–225.
 23. *Гладких В.А., Невзорова И.В., Одинцов С.Л.* Структура порывов ветра в приземном слое атмосферы // *Оптика атмосф. и океана.* 2019. Т. 32, № 4. С. 304–308. DOI: 10.15372/AOO20190408.
 24. *Камардин А.П., Гладких В.А., Одинцов С.Л., Федоров В.А.* Метеорологический акустический доплеровский локатор (содар) «ВОЛНА-4М-СТ» // *Приборы.* 2017. № 4. С. 37–44.
 25. *Кадыгров Е.Н., Кузнецова И.Н.* Методические рекомендации по использованию данных дистанционных измерений профилей температуры в пограничном слое микроволновыми профилерами: теория и практика. Долгопрудный: Физматкнига, 2015. 171 с.
 26. *Кадыгров Е.Н., Ганьшин Е.В., Миллер Е.А., Точилкина Т.А.* Наземные микроволновые температурные профилеры: потенциал и реальность // *Оптика атмосф. и океана.* 2015. Т. 28, № 6. С. 521–528. DOI: 10.15372/AOO20150604; *Kadygrov E.N., Ganshin E.V., Miller E.A., Tochilkina T.A.* Ground-based microwave temperature profilers: Potential and experimental data // *Atmos. Ocean. Opt.* 2015. V. 28, N 6. P. 598–605. DOI: 10.1134/S102485601506007X.
 27. *Гладких В.А., Макиенко А.Э.* Цифровая ультразвуковая метеостанция // *Приборы.* 2009. № 7. С. 21–25.
 28. *Odintsov S., Miller E., Kamardin A., Nevzorova I., Troitsky A., Schröder M.* Investigation of the mixing height in the planetary boundary layer by using sodar and microwave radiometer data // *Environments.* 2021. V. 8, N 115. DOI: 10.3390/environments8110115.
 29. *Аршинов М.Ю., Белан Д.Б., Давыдов Д.К., Савкин Д.Е., Складнева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофанов А.В.* Мезомасштабные различия в концентрации озона в приземном слое воздуха в Томском регионе (2010–2012 гг.) // *Тр. ИОФАН.* 2015. Т. 71. С. 106–117.
 30. *Kamardin A.P., Nevzorova I.V., Odintsov S.L.* Statistics of air temperature inversions in the atmospheric boundary layer // *Proc. SPIE.* 2021. V. 11916. DOI: 10.1117/12.2602482.
 31. *Камардин А.П., Гладких В.А., Дервеедов А.С., Невзорова И.В., Одинцов С.Л., Федоров В.А.* К вопросу о взаимосвязи вертикальных и горизонтальных турбулентных потоков тепла в пограничном слое атмосферы // *Тр. XXV Междунар. симпоз. «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы».* 30 июня – 5 июля 2019 г., Новосибирск. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2019. С. D263–D266. URL: <https://symp.iao.ru/files/symp/aoo/25/D.pdf>.
 32. *Гладких В.А., Невзорова И.В., Одинцов С.Л.* Потоки тепла в приземном слое атмосферы с разложением исходных компонентов на различные масштабы // *Оптика атмосф. и океана.* 2021. Т. 34, № 2. С. 129–142. DOI: 10.15372/AOO20210208; *Gladkikh V.A., Odintsov S.L., Nevzorova I.V.* Heat fluxes in the surface air layer with decomposition of initial components onto different scales // *Atmos. Ocean. Opt.* 2021. V. 34, N 6. P. 668–681. DOI: 10.1134/S1024856021060130.
 33. *Гладких В.А., Невзорова И.В., Одинцов С.Л.* Особые случаи вертикальных турбулентных потоков тепла

на близких высотах в приземном слое атмосферы в зимний период // Оптика атмосф. и океана. Физика атмосферы: Материалы XXVII Международного

симпозиума. 5–09 июля 2021 г., Москва. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2021. С. D285–D288. <https://symp.iao.ru/files/symp/aoo/27/D.pdf>.

S.L. Odintsov, V.A. Gladkikh, A.P. Kamardin, I.V. Nevzorova. Altitude of the mixing layer under conditions of temperature inversions: experimental data and model estimates.

Model estimates of the altitude of the mixing layer in the atmospheric boundary layer under conditions of temperature inversions are compared with the experimentally estimated altitude of the layer of intense turbulent heat exchange. The experimental data are received with the temperature-wind system consisting of meteorological acoustic lidar (sodar), meteorological temperature profilometer, and ultrasonic anemometers-thermometers. It is shown that under conditions of temperature inversions, the altitude of the mixing layer calculated by the model equations is usually much smaller than the altitude of the layer of turbulent heat exchange.