

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 535.361.551:511.6:621.371

Перспективы применения турбулентного УОР-лидара для исследования пограничного слоя атмосферы

И.А. Разенков*

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

Поступила в редакцию 20.10.2020 г.

С целью изучения возможностей турбулентного лидара был поставлен эксперимент, в котором использовались система УОР-4, измерительный метеорологический комплекс и температурный профилимер МТР-5. С помощью лидара с интервалом 15 с определялся профиль структурной постоянной показателя преломления C_n^2 до высоты 2 км. Регистрировалась интенсивность динамической турбулентности при усилении ветра над пересеченной местностью. В условиях неупорядоченной конвекции лидар позволял наблюдать подъем термиком у поверхности земли и формирование кучевых облаков в пограничном слое. В условиях упорядоченной конвекции лидар регистрировал квазипериодические колебания C_n^2 (ячейки Бенара), представляющие собой стационарную волну. При устойчивой температурной стратификации, когда число Ричардсона меньше $1/4$, турбулентный лидар фиксировал появление волны Кельвина–Гельмгольца.

Ключевые слова: атмосферная турбулентность, атмосферные волны, увеличение обратного рассеяния, лидар; atmospheric turbulence, atmospheric waves, backscatter enhancement effect, lidar.

Введение

Эффект увеличения обратного рассеяния (УОР), открытый теоретически в 1972 г., возникает в случайной неоднородной среде, когда прямая и рассеянная волны распространяются через одни и те же неоднородности [1, 2]. Благодаря принципу взаимности геометрической оптики флуктуации интенсивности прямой волны в атмосфере коррелируют с флуктуациями интенсивности рассеянной волны в точке расположения источника. В результате среднее значение интенсивности прошедшего излучения увеличивается пропорционально интенсивности турбулентности. Фактически происходит частичное обращение волнового фронта при двукратном распространении света в турбулентной атмосфере [3]. Идея использования эффекта УОР для дистанционного зондирования турбулентности принадлежит А.С. Гурвичу [4, 5].

Эхосигнал УОР возникает на оси зондирующего пучка и представляет собой добавку к обычному лидарному эхосигналу, поэтому оси передатчика и приемника лидара необходимо совместить, т.е. конструктивно передатчик следует объединить с приемником и работать они должны через один приемопередающий телескоп. Такое техническое решение повышает механическую стабильность конструкции, но в момент послышки лазерного импульса в атмосферу паразитное рассеяние от оптических элементов сильно перегружает фотодетектор. В УОР-лидаре проблема ослепления детектора решена путем применения микроимпульсного лазера [6, 7].

Таким образом, турбулентный лидар относится к классу микроимпульсных безопасных для глаз-лазерных систем. В Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН созданы и применяются несколько версий УОР-лидара [7–9].

Блок-схема УОР-лидара показана на рис. 1, а. Апертуры передатчика и приемника совмещаются с помощью *антенного переключателя*. Световой импульс от лазера проходит через него и перед выходом в атмосферу расширяется афокальным телескопом 1 [7]. В лидаре реализован относительный метод регистрации УОР [3], поэтому приемная часть двухканальная. Прием рассеянного излучения осуществляется телескопами 1 и 2. Эхосигнал первого приемного канала P_1 является *основным*, так как он представлен суммой обычного лидарного эхосигнала и турбулентной добавки УОР. Другой канал является *дополнительным*, он принимает эхосигнал P_2 , на который нормируется P_1 . Сигналы P_1 и P_2 регистрируются детекторами 1 и 2, работающими в режиме счета фотонов. Одноэлектронные импульсы с детекторов передаются в счетчик фотонов, который накапливает эхосигналы и тем самым осредняет их, что принципиально важно при работе с УОР [3].

Из отношения средних значений эхосигналов P_1 и P_2 определяется так называемый профиль фактора влияния турбулентности на среднюю мощность рассеянного света на приемнике

$$q(x, R, C_n^2) = \frac{\langle P_1(x, R, C_n^2) \rangle}{\langle P_2(x, R) \rangle} - 1, \quad (1)$$

* Игорь Александрович Разенков (lidaroff@iao.ru).

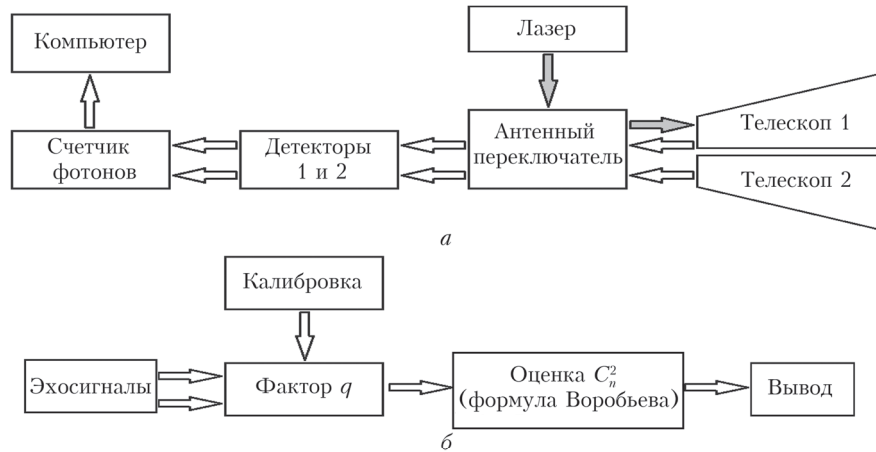


Рис. 1. Блок-схема турбулентного УОР-лидара (а) и схема обработки данных (б)

где x – расстояние от лидара до рассеивающего объема; R – радиус приемной апертуры; C_n^2 – структурная постоянная показателя преломления. При отсутствии турбулентности, когда $C_n^2 = 0$, фактор $q = 0$.

Эксперимент показал, что пик УОР локализован внутри зондирующего пучка [11]. На размер пучка накладывается ограничение: он не должен существенно отличаться от радиуса пространственной когерентности прямой волны $\rho_c = 1,68(C_n^2 k^2 x)^{-3/5}$, где $k_0 = 2\pi/\lambda$ – волновое число; λ – длина волны [3, 10]. Для $\lambda = 532$ нм радиус когерентности $\rho_c \approx 2$ см при $C_n^2 = 10^{-15} \text{ м}^{-2/3}$ и $x = 10$ км. В лидаре УОР-4 (532 нм) $R = 2,5$ см [8].

Общее решение обратной задачи восстановления из фактора q параметра C_n^2 , характеризующего интенсивность однородной и изотропной турбулентности в инерционном интервале волновых чисел, из-за математических трудностей пока не получено. Имеются частные решения для сферического источника и слабых относительных флуктуаций интенсивности излучения [5, 12]. Однако их использование не дает приемлемого результата, поскольку на практике зондирование турбулентности осуществляется плоской волной на протяженных трассах, когда флуктуации интенсивности излучения большие.

Для получения оценки профиля C_n^2 воспользуемся приближением Воробьева [12]:

$$\widetilde{C}_n^2(x) = \frac{q(x, R, C_n^2) [1 + 0,4R^2 / r_F^2(x)]^{7/6}}{0,49k_0^{7/6} x^{11/6}}, \quad (2)$$

где \widetilde{C}_n^2 – лидарная оценка структурной характеристики C_n^2 ; $r_F(x) = \sqrt{x/k_0}$ – масштаб Френеля. Формула (2) не является точным решением обратной задачи, но позволяет получить оценку характеристики C_n^2 . Обоснование применения формулы Воробьева дано в [13].

На рис. 1, б приведена схема обработки эхосигналов турбулентного лидара, которая включает процедуру калибровки, определение из эхосигналов фактора q по формуле (1) и расчет C_n^2 по формуле (2). Калибровка учитывает нелинейность и чувствительность фотоприемников, а также их реакцию на из-

лучение антенного переключателя (см. рис. 1, а) в момент послышки светового импульса в атмосферу [7, 14].

Другая специфическая особенность турбулентного лидара заключается в том, что он работает при небольших углах наклона трассы относительно горизонта [15]. Оптимальный угол наклона трассы при зондировании пограничного слоя атмосферы (ПСА) составляет 3–5°. Дальность зондирования зависит от фоновой засветки и времени осреднения данных, поэтому в дневное время она составляет 10–15, ночью – 20–25 км; высота зондирования может изменяться от 0,7 до 2 км.

Чувствительность турбулентного лидара при определении C_n^2 составляет $10^{-16} \text{ м}^{-2/3}$ [13], что примерно соответствует значению C_n^2 на высоте 1 км [10]. Величину $10^{-16} \text{ м}^{-2/3}$ можно принять за порог, ниже которого лидар фактически не работает. Поэтому для удобства проведем нормировку параметра C_n^2 , который определяется формулой (2), и далее будем пользоваться безразмерным параметром

$$C_{16} = \frac{\widetilde{C}_n^2(x)}{10^{-16} \text{ м}^{-2/3}}. \quad (3)$$

Для безразмерного параметра C_{16} порог чувствительности лидара равен 1, а шкала интенсивности турбулентности теперь следующая: турбулентность слабая при $C_{16} < 10$; умеренная, когда $10 \leq C_{16} \leq 100$; сильная, если $C_{16} > 100$.

Погрешность лидарной оценки $\widetilde{C}_n^2(x)$ состоит из случайной ошибки и смещения, которое может возникнуть при калибровке [7]. Синхронная работа по определению параметра C_n^2 УОР-лидаром и датчиком дрожания изображения на горизонтальной трассе 2 км при 5-минутном осреднении дала ошибку смещения $\sim 3 \cdot 10^{-16} \text{ м}^{-2/3}$ [16]. Статистическая погрешность при 15-секундном осреднении составляет $\sim 4 \cdot 10^{-16} \text{ м}^{-2/3}$, смещение оценки $\sim 5 \cdot 10^{-16} \text{ м}^{-2/3}$. Исследование возможной методической погрешности при наклонном зондировании с использованием формулы Воробьева (2) трудноосуществимо на практике и пока не проводилось. С учетом сказанного погрешность оценивания параметра $C_n^2(x)$ составляет $\delta \widetilde{C}_n^2(x) \approx 10^{-15} \text{ м}^{-2/3}$ а в безразмерном виде $\delta C_{16} \approx 10$.

Изучение перспектив применения турбулентного лидара актуально для исследования ПСА. С одной стороны, турбулентность — это мелкомасштабный атмосферный процесс, причем на распространение лазерного пучка УОР-лидара основное влияние оказывают неоднородности размером всего несколько сантиметров [10]. Исходя из этого можно было бы предположить, что турбулентный лидар не способен обнаружить в атмосфере присутствие масштабных вихревых или волновых структур. Однако крупные структуры могут терять устойчивость, и тогда они генерируют мелкомасштабную турбулентность. Часто турбулентность рассматривается как детерминированный процесс и утверждается, что большие вихревые структуры, иногда называемые «когерентными», состоят из долгоживущей части большого размера и мелкомасштабных продуктов ее распада [17–19]. С учетом этой информации УОР-лидар может оказаться полезным инструментом при исследовании ПСА.

Заметим, что ближайшим аналогом УОР-лидара является турбулентный DIM-лидар (differential image motion), использующий эффект дрожания искусственной звезды [20]. В отличие от УОР-лидара DIM-лидар представляет собой установку с мощным лазером, работающую в вертикальном направлении и при зондировании профиля C_n^2 требующую перенастройки фокуса с одной высоты на другую. УОР-лидар свободен от такого рода недостатков,

поскольку одновременно получает информацию со всей трассы.

Суточный ход параметра C_n^2 в пограничном слое

Эксперимент проводился на Базовом экспериментальном комплексе (БЭК) Института оптики атмосферы с марта 2020 г. на восточной окраине г. Томска (56°28'54" с.ш., 85°02'54" в.д.). Лидар УОР-4 работал непрерывно в юго-восточном направлении; угол наклона трассы зондирования составляет 3 или 4°. Трасса проходила над лесостепью с перепадом высот 110 м. Максимальное временное разрешение достигало 15 с, пространственное — 60 м.

Одновременно с работой лидара на метеорологической мачте БЭК на высотах 10 и 30 м производились измерения анемометрами Young 05103V, термометрами Vaisala HMP45D и радиометром Kipp&Zonen CM3 [21]. Также на БЭК располагался метеорологический температурный профилемер МТР-5 [22], работающий до высоты 1 км с разрешением 50 м. Время осреднения метеопараметров составляло 10 мин.

Обычно в ПСА интенсивность турбулентности ночью понижается, а днем вследствие конвекции повышается. На рис. 2, а показана типичная ситуация суточного хода параметра C_{16} в виде пространственно-временного распределения, полученного из лидар-

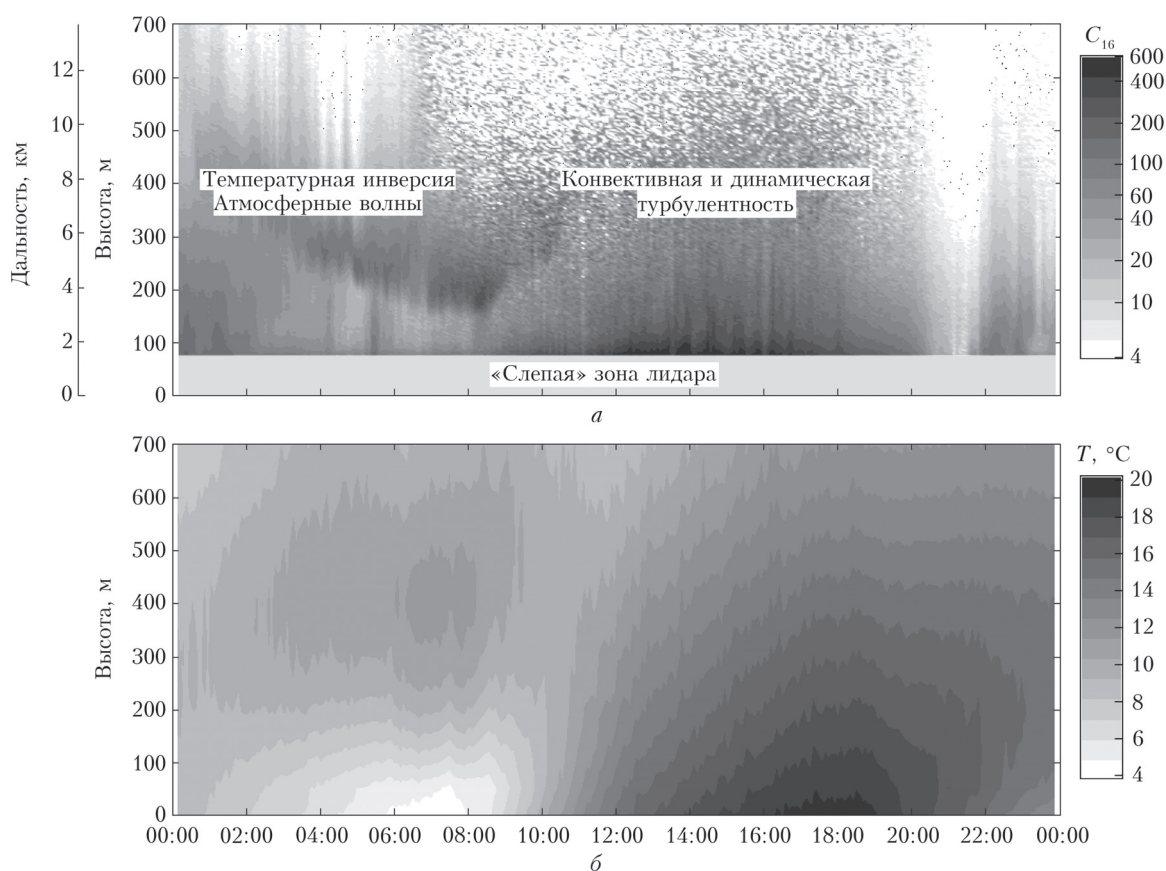


Рис. 2. Пространственно-временное распределение интенсивности турбулентности, полученное лидаром УОР-4 (а); распределение температуры, полученное радиометром МТР-5 (б); г. Томск, БЭК, 20 апреля 2020 г.; здесь и далее время местное

ных данных 20 апреля 2020 г. при зондировании под углом 3°. Параллельные наблюдения профиля температуры (рис. 2, б) в том же направлении были получены с помощью радиометра МТР-5. Ночью на высоте 400 м в слое шириной 100 м имеет место температурная инверсия, которая плавно опускалась и в 8:00 располагалась уже на высоте 200 м. В слое инверсии наблюдалось увеличение C_{16} , причиной которого было возникновение атмосферных волн, о которых будет сказано ниже.

С восходом солнца, после 8:00, инверсия в течение 4 ч поднялась на высоту ~500 м. Одновременно в приземном слое развилась конвективная турбулентность, которая к 16:00 тоже достигла высоты 500 м, где температура воздуха с 8:00 почти не изменилась (+12 °С). Температура у земли повысилась до +20 °С. В приземном слое турбулентность существенно усилилась ($C_{16} = 600$), а после 16:00 она снижалась и достигла минимума в 21:00. После 22:00 начала формироваться новая инверсия температуры, и интенсивность турбулентности стала расти.

Заметим, что солнечная засветка дает помеху, которая, начиная с некоторой дистанции, искажает данные на пространственно-временном изображении в верхней части рис. 2, а. Лидар УОР-4 имеет «слепую» зону ~1 км [7, 8], поэтому профиль C_{16} начинается с высоты 70 м.

Зондирование динамической турбулентности

В зонах атмосферных фронтов часто возникают вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра,

которые приводят к усилению динамической турбулентности. Пример такой ситуации, возникшей вечером 17 мая 2020 г., приведен на рис. 3. С 19:00 до 20:00 ветер усилился с 2 до 8 м/с (рис. 3, б), направление ветра (рис. 3, в) поменялось с южного на западное. До 19:00 наблюдался ровный умеренный уровень интенсивности турбулентности (рис. 3, а), затем в течение 15 мин турбулентность резко усилилась в слое 500 м. В приземном слое параметр C_{16} достигал до 600 с 19:00 до 21:00, т.е. наблюдалось 10-кратное повышение интенсивности турбулентности.

После 21:00 ветер вновь резко изменил направление с северо-западного на северо-восточное, а его скорость упала до 3 м/с. Одновременно с этим в приземном слое параметр C_{16} уменьшился, причем интенсивная турбулентная зона переместилась вверх и достигла высоты 700 м. Следует отметить, что интенсивность турбулентности была существенно неоднородной во времени и в пространстве.

Зондирование в условиях неупорядоченной термической конвекции

При неустойчивой температурной стратификации в ПСА часто возникает термическая турбулентность в виде неупорядоченной конвекции, первичными элементами которой являются термики в форме пузырей или струй [23]. В приземном слое размер облакообразующих термиков изменяется от десятков до сотен метров, а с высотой их размер существенно увеличивается. Под термиком при подъеме возникает

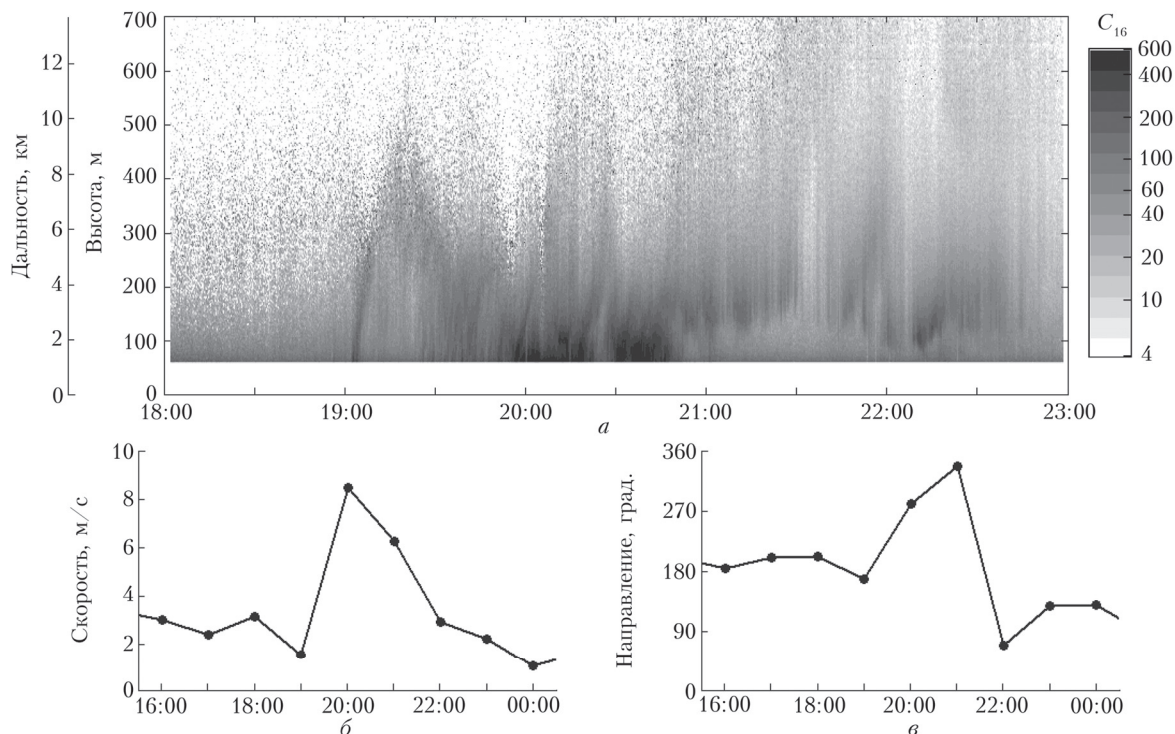


Рис. 3. Пространственно-временное распределение параметра C_{16} (а), скорость (б) и направление (в) ветра на высоте $z = 30$ м (метеомачта). Лидар УОР-4, г. Томск, БЭК, 17 мая 2020 г.

область пониженного давления, поэтому туда могут втянуться соседние термики, в результате может выстроиться цепь термиков в виде поднимающейся струи. В нижней части и внутри всплывающего пузыря также возникает турбулентная зона, которая может быть зарегистрирована УОР-лидаром.

На рис. 4 показан пример наблюдения неупорядоченной конвекции. Кадр с камеры (рис. 4, а) показывает местность и конвективные кучевые облака хорошей погоды *Cu humilis*. Направление ветра почти совпадало с трассой зондирования, наклон трассы — 4° . На рис. 4, б представлен осредненный за 4 ч профиль C_{16} , на рис. 4, в — пространственно-временное распределение параметра C_{16} до высоты 2 км с 7:00 до 19:00. Максимум параметра C_{16} (рис. 4, б) располагался на высоте формирования термиков (100 м). Тонкие черные линии (рис. 4, в) возникают на высоте конденсации, где начинается укрупнение аэрозольных частиц. Параметр C_{16} в термике примерно на порядок больше, чем вокруг.

Из рис. 4, в следует, что термики находились в поле зрения лидара от 15 до 30 мин, что соответствует жизненному циклу конвективных облаков *Cu hum.* [23]. Высота подъема составляла от 500 до 1000 м, следовательно, скорость подъема термиков $1000 \text{ м}/1800 \text{ с} \approx 0,6 \text{ м/с}$.

По горизонтали за 30 мин каждый термик пролетал расстояние $\approx 14 \text{ км}$, отсюда также можно оценить горизонтальную скорость $14000 \text{ м}/1800 \text{ с} \approx 8 \text{ м/с}$. Фактически траектория движения термика в атмосфере оказалась близкой к трассе зондирования, так как термик наблюдался в течение продолжительного времени. Заметим, что горизонтальная скорость — только *оценка*, которая может быть вычислена простым делением скорости подъема на синус наклона трассы. Если известна скорость ветра в ПСА, то по разнице скоростей ветра и оценке скорости термика можно определить его горизонтальный размер.

На рис. 5 представлены данные от 2 июня 2020 г., когда направление ветра точно совпадало с направлением зондирования. Угол наклона лидарной трассы — 4° . Ситуация интересна тем, что имели место развитые кучевые облака *Cu med.*, которые не часто, но дают осадки (рис. 5, а), поэтому в течение 4 ч с интервалами $\sim 1 \text{ ч}$ (в 11:55, 12:45 и 13:40) шли интенсивные кратковременные дожди, отмеченные стрелками на рис. 5, в. Во время и после дождя интенсивность турбулентности снижалась, но вскоре конвекция развивалась, и за 15–20 мин параметр C_{16} возвращался к значению до дождя.

Термик в виде струи, поднимающейся после первого дождя в 11:55, в течение 30 мин находился

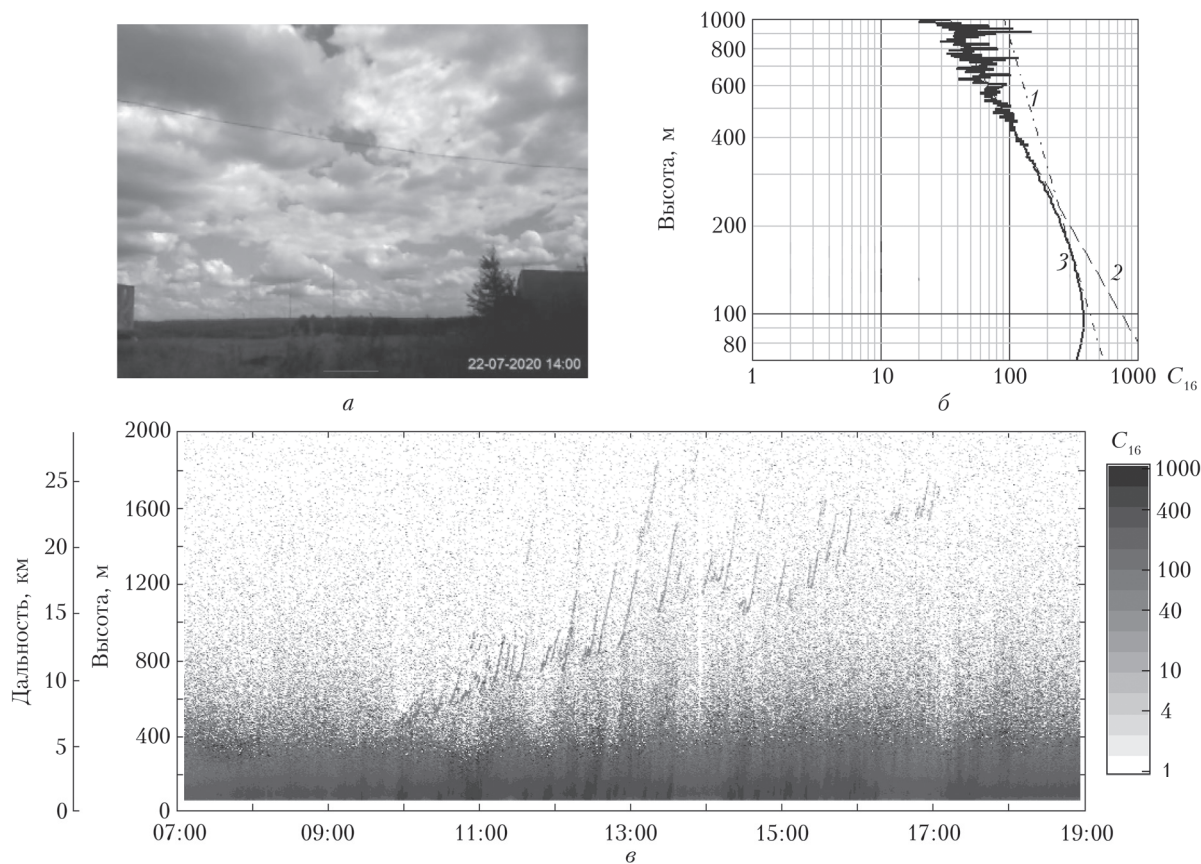


Рис. 4. Облака хорошей погоды (*Cu hum.*) на снимке (а), параметр C_{16} (б) и осредненный за 4 ч (11:00–15:00) высотный профиль C_{16} (б): прямые 1 и 2 — теоретические зависимости $C_{16}^2(z) \sim z^{-2/3}$ и $\sim z^{-4/3}$, 3 — экспериментальные данные. Лидар УОР-4, г. Томск, БЭК, 22 июля 2020 г.

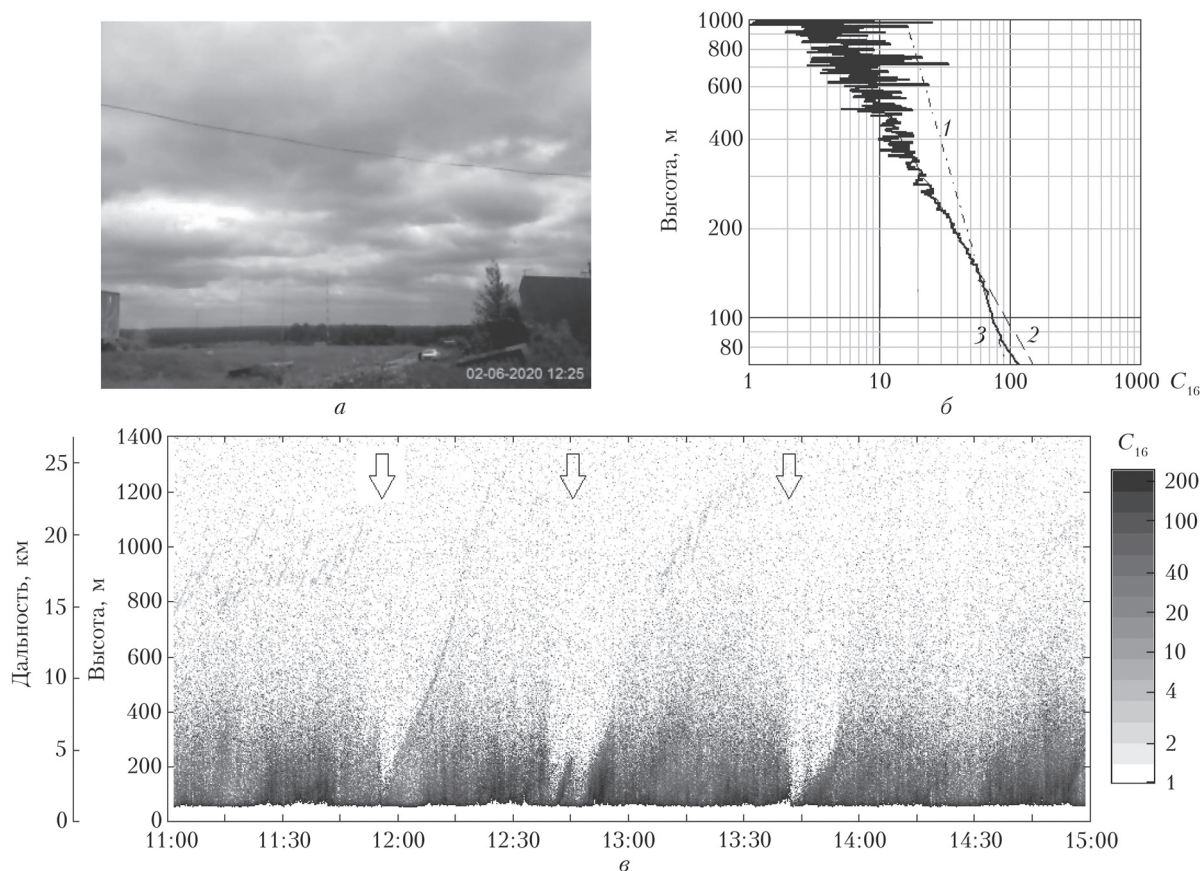


Рис. 5. Снимок кучевых облаков (*Cu med.*) (а), распределение C_{16} (б) и осредненный за 4 ч (11:00–15:00) высотный профиль C_{16} (б): прямые 1 и 2 – теоретические зависимости $C_n^2(z) \sim z^{-2/3}$ и $\sim z^{-4/3}$, 3 – экспериментальные данные; стрелки – начало кратковременных дождей (в). Лидар УОР-4, г. Томск, БЭК, 2 июня 2020 г.

в поле зрения лидара и за это время достиг высоты 1400 м. Судя по S-образной траектории, скорость термика вниз и вверх была меньше его скорости в середине ПСА. Среднее значение скорости подъема термика $1400 \text{ м} / 1800 \text{ с} \approx 0,8 \text{ м/с}$. За время подъема на высоту 1400 м термик в горизонтальном направлении преодолел расстояние 27 км, следовательно, можно оценить его горизонтальную скорость $27000 \text{ м} / 1800 \text{ с} = 15 \text{ м/с}$.

Полученные результаты показывают, что УОР-лидар можно использовать для изучения неупорядоченной конвекции, причем желательно направлять трассу зондирования по ветру.

Осредненный за 4 ч профиль C_{16} показан на рис. 5, б. Выше 150 м он совпадает с теоретической зависимостью $C_n^2(z) \sim z^{-4/3}$ (прямая 2) для конвективного пограничного слоя [10]. В обоих примерах на рис. 4 и 5 ход экспериментального профиля C_{16} в приземном слое также близок к теоретическому $C_n^2(z) \sim z^{-2/3}$ (прямая 1) для нейтрально стратифицированного приземного слоя [10]. Заметим, что в одно и то же время интенсивность турбулентности в середине лета, 22 июля 2020 г. (рис. 4, б), была на порядок больше интенсивности в начале лета, 2 июня 2020 г. (рис. 5, б).

Зондирование в условиях упорядоченной термической конвекции

В атмосферном течении при появлении градиентов скорости и температуры возникают малые возмущения, которые растут и превращаются в волны и вихри. Течение является *неустойчивым*, если оно в состоянии обеспечить рост возмущений. Неустойчивость бывает *конвективная* (статическая), обусловленная действием сил плавучести, и *гидродинамическая*, возникающая в движущей среде [24]. В чистом виде конвективная неустойчивость возникает в покоящемся слое воздуха, если градиент температуры меньше адиабатического. В результате в пограничном слое появляется стационарная волна в виде ячеек Бенара, которые наблюдатель может обнаружить по наличию кучевых облаков, разделенных безоблачными промежутками. Усиление ветра у земли и появление динамической турбулентности препятствуют возникновению упорядоченной конвекции.

Пример обнаружения ячеистой (целлюлярной) конвекции турбулентным лидаром приведен на рис. 6.

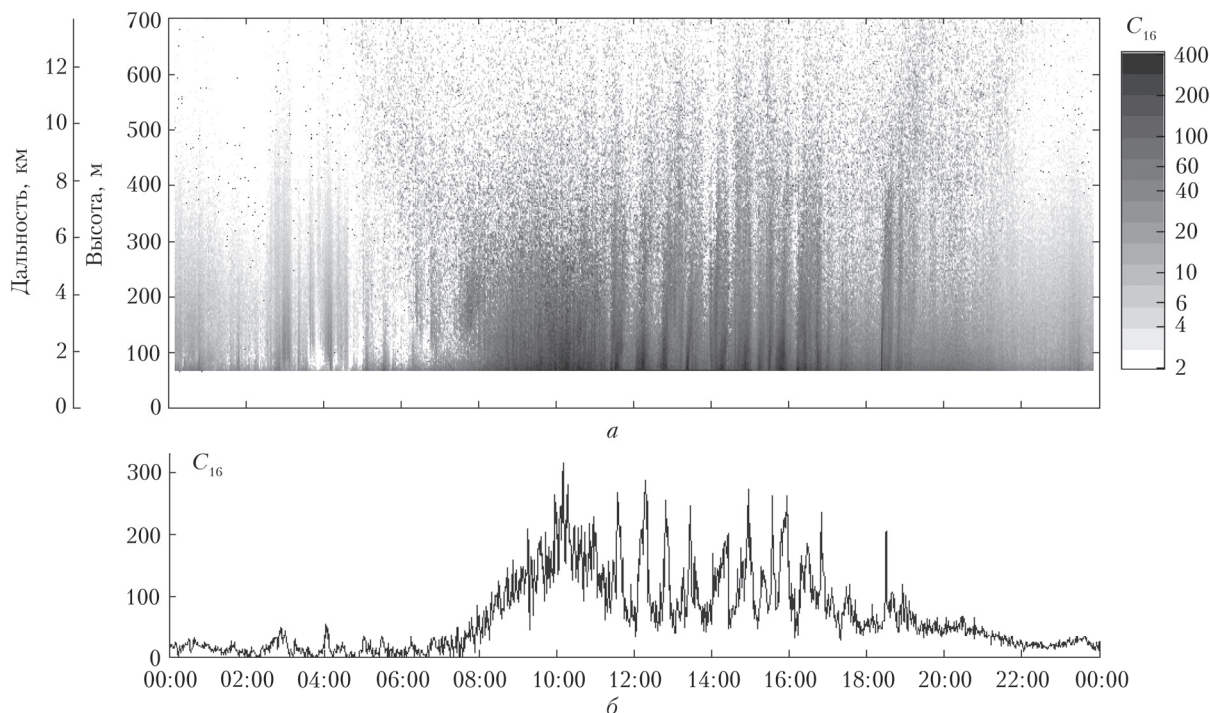


Рис. 6. Пространственно-временное распределение параметра C_{16} (а); C_{16} на высоте $z = 100$ м (б). Лидар УОР-4, г. Томск, БЭК, 4 июня 2020 г.

Зондирование производилось 4 июня 2020 г., наклон трассы — 3° . Утром облака отсутствовали, скорость ветра на высоте 30 м была меньше 2 м/с. После 11:00 было зафиксировано появление ячеек (рис. 6, а). График параметра C_{16} на высоте 100 м представлен на рис. 6, б. Квазипериодическая структура параметра C_{16} наблюдалась до 20:00. Видеокамера тоже регистрировала периодичность прохождения облаков над БЭК. В течение 9 ч было зарегистрировано 13 ячеек. В среднем конвективная ячейка пересекала трассу зондирования за $9 \text{ ч} / 13 \approx 40$ мин. Днем средняя скорость ветра на мачте была 4 м/с. Оценим длину стационарной волны: $4 \text{ м/с} \cdot 40 \text{ мин} \approx 10 \text{ км}$.

Зондирование турбулентности при наличии волн Кельвина—Гельмгольца

Неустойчивость Кельвина—Гельмгольца возникает при устойчивой температурной стратификации и вертикальном сдвиге средней скорости ветра [24, 25]. Согласно терминологии, принятой в литературе по динамической метеорологии, волна Кельвина—Гельмгольца (ВКГ) — это сингулярная растущая волна с комплексной фазовой скоростью [24]. Сингулярность означает, что реальная компонента фазовой скорости ВКГ совпадает со скоростью ветра, а мнимая компонента ВКГ положительная, и поэтому волна растущая. Для ВКГ характерен режим нелинейной неустойчивости, приводящий к обрушению гребней волны и генерации турбулентности. ВКГ имеет форму

валов, вытянутых поперек ветра, и возникает при определенных условиях.

Термическая стратификация атмосферного слоя характеризуется локальным градиентным числом Ричардсона

$$Ri = \frac{g}{\langle \theta \rangle} \cdot \frac{\Delta z}{\left(\frac{\Delta \langle u \rangle}{\Delta z} \right)^2}, \quad (4)$$

где g — ускорение свободного падения; $\langle u \rangle$ — средняя скорость; $\langle \theta \rangle$ — средняя потенциальная температура. Число Ri представляет собой отношение работы, затрачиваемой на взаимное замещение соседних по вертикали воздушных частиц против сил плавучести, к кинетической энергии потока, доступной для совершения этой работы. Согласно теореме Майлса [26] необходимым условием неустойчивости для возникновения ВКГ является наличие в потоке точки, в которой $Ri < 1/4$. Это означает, что течение должно обладать, по крайней мере, 4-кратным запасом доступной кинетической энергии, чтобы восполнять потерю потенциальной энергии на преодоление отрицательной силы плавучести.

На рис. 7 представлены метеоданные для высот 10 и 30 м и лидарные данные (рис. 7, е—ж) за 16—17 октября 2020 г. при наклоне трассы зондирования 4° . За время наблюдения ветер изменил направление с северного на южное (рис. 7, з), его скорость увеличилась до 6 м/с (рис. 7, в), а температура повысилась от 0 до $+13^\circ\text{C}$ (рис. 7, б). Конвективная турбулентность днем 17 октября

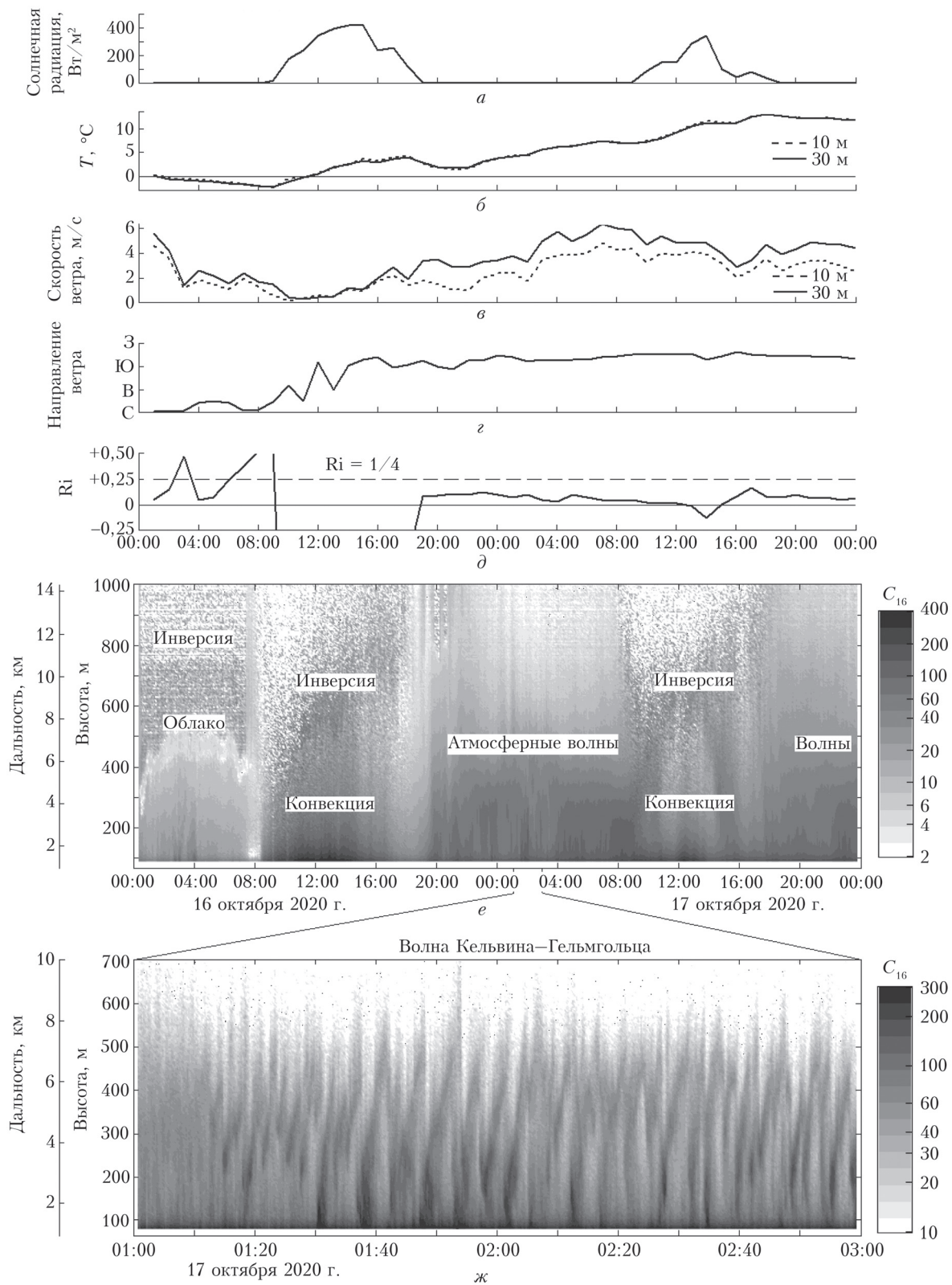


Рис. 7. Метеопараметры (измерения на метеомачте): солнечная радиация (а); температура (б); скорость (в) и направление (г) ветра; число Ричардсона (д); пространственно-временное распределение C_{16} (е) за 48 ч с разрешением 5 мин и распределение C_{16} (ж) за 2 ч с разрешением 15 с. Лидар УОР-4, г. Томск, БЭК, 16–17 октября 2020 г.

была слабее, чем 16 октября (рис. 7, *e*), поскольку облака препятствовали поступлению солнечной радиации (рис. 7, *a*).

Из метеоданных определялось число Ричардсона (рис. 7, *d*) по формуле (4). 16 октября в 19:00 температурная стратификация изменилась с неустойчивой на устойчивую, т.е. число Ri изменило знак с «-» на «+», и в это же время началась генерация ВКГ, которая продолжилась до 10:00 17 октября. В центре рис. 7, *e* ВКГ из-за низкого разрешения данных (5 мин) воспринимается как сплошная темная полоса от земли до высоты ~500 м. На рис. 7, *ж* показан 2-часовой отрезок параметра C_{16} с разрешением 15 с, на котором отчетливо видна квазипериодическая структура ВКГ. Заметим, что на протяжении всего 15-часового периода времени число Ri не превышало $1/4$, что подтверждает теорему Майлса [26]. В нашем эксперименте ВКГ всегда возникали при $Ri < 1/4$.

На рис. 7, *ж* волна заполняет слой от поверхности земли до высоты 600–700 м. Период ВКГ составляет в среднем ~4 мин, средняя скорость ветра – приблизительно 5 м/с, тогда длина волны – приблизительно 1,2 км. В зависимости от градиента температуры и скорости ветра длина волны с течением времени изменялась. Общая протяженность территории, занимаемой ВКГ, составила $15 \text{ ч} \cdot 5 \text{ м/с} = 270 \text{ км}$. Иногда одновременно присутствовало несколько волн разной длины, которые, вероятно, конкурировали друг с другом, так как спустя некоторое время оставалась только одна волна, как на рис. 7, *ж*.

Заметим, что волны Кельвина–Гельмгольца в ПСА можно регистрировать содаром [27]. Результаты многолетних исследований ВКГ содарами опубликованы в [28]. В отличие от УОР-лидара трасса зондирования содара направлена в зенит либо, когда определяют скорость ветра, немного в сторону от него. Полагаем, что лидар имеет преимущество перед содаром, когда стоит задача измерения высотного профиля интенсивности турбулентности в разных направлениях.

Заключение

Представлены результаты эксперимента, целью которого было показать возможности турбулентного лидара при зондировании пограничного слоя атмосферы. Непрерывная работа лидара УОР-4 на Базовом экспериментальном комплексе Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН позволила оценить перспективы использования прибора для исследования ПСА. Зондирование осуществлялось над лесостепной местностью.

Во время эксперимента в течение нескольких месяцев УОР-лидар непрерывно контролировал турбулентность в пограничном слое атмосферы. В настоящей работе показаны результаты, записанные в различных метеоусловиях. Например, при резком усилении ветра, когда происходила генера-

ция динамической турбулентности, лидар регистрировал ее в непрерывном режиме.

В дневное время при неустойчивой стратификации, когда развивается термическая турбулентность, УОР-лидар при слабом ветре регистрировал стационарные конвективные волны (ячейки Бенара), возникающие при упорядоченной конвекции в ПСА. Летом, когда имела место неупорядоченная конвекция, УОР-лидар обнаруживал всплывающие термики и позволял наблюдать за формированием конвективной облачности.

В условиях устойчивой стратификации и при числе Ричардсона меньше $1/4$ лидар регистрировал периодическое повышение параметра C_n^2 , которое указывало на присутствие волны Кельвина–Гельмгольца. ВКГ при разрушении генерируют мелкомасштабную турбулентность, что позволяет их обнаружить. С марта по октябрь 2020 г. ВКГ в ПСА неоднократно регистрировались турбулентным лидаром.

Проведенные исследования показали, что в перспективе наземный УОР-лидар может быть использован для контроля глиссады в аэропортах с целью обнаружения упорядоченной конвекции или ВКГ, которые могут стать причиной циклической болтанки воздушных судов во время приземления и взлета. По-видимому, турбулентный лидар будет в состоянии обнаружить следующие явления: нестационарный скоротечный сдвиг ветра, обычно обладающий высокой интенсивностью и перемежающийся с большой скоростью; сильный нисходящий поток холодного воздуха из основания конвективного облака (микрорыв); область сильного горизонтального сдвига ветра (фронт порывистости) [29].

В заключение автор выражает глубокую признательность Носову В.В. за полезное обсуждение вопросов структуры турбулентности и Балину Ю.С. за конструктивные замечания. Автор благодарен группе атмосферной акустики за предоставленные данные температурного профилемера МТР-5 и лаборатории климатологии атмосферного состава за оперативное обеспечение метеорологической информацией измерительного комплекса Института оптики атмосферы. Работа выполнена по проекту фундаментальных исследований РАН № АААА-А17-117021310149-4.

1. Виноградов А.Г., Гурвич А.С., Кашкаров С.С., Кравцов Ю.А., Татарский В.И. «Закономерность увеличения обратного рассеяния волн». Свидетельство на открытие № 359. Приоритет открытия: 25 августа 1972 г. в части теоретического обоснования и 12 августа 1976 г. в части экспериментального доказательства закономерности. Государственный реестр открытий СССР // Бюлл. изобретений. 1989. № 21.
2. Виноградов А.Г., Кравцов Ю.А., Татарский В.И. Эффект усиления обратного рассеяния на телах, помещенных в среду со случайными неоднородностями // Изв. вузов. Радиофиз. 1973. Т. 16, № 7. С. 1064–1070.
3. Кравцов Ю.А., Саичев А.И. Эффекты двукратного прохождения волн в случайно неоднородных средах. // Успехи физ. наук. 1982. Т. 137, вып. 3. С. 501–527.

4. Гурвич А.С. Лидарное зондирование турбулентности на основе усиления обратного рассеяния // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2012. Т. 48, № 6. С. 655–665.
5. Гурвич А.С. Лидарное позиционирование областей повышенной турбулентности ясного неба // Изв. РАН. Физика атмосфер. и океана. 2014. Т. 50, № 2. С. 166–174.
6. Банах В.А., Разенков И.А. Лидарные измерения усиления обратного рассеяния // Опт. и спектроскоп. 2016. Т. 120, № 2. С. 339–348.
7. Разенков И.А. Турбулентный лидар. I. Конструкция // Оптика атмосфер. и океана. 2018. Т. 31, № 1. С. 41–48; Razenkov I.A. Turbulent lidar: I – Design // Atmos. Ocean. Opt. 2018. V. 31, N 3. P. 273–280.
8. Razenkov I.A., Banakh V.A., Gorgeev E.V. Lidar “BSE-4” for the atmospheric turbulence measurements. Proc. SPIE. V. 10833. DOI: 10.1117/12.2505183.
9. Разенков И.А., Надеев А.И., Зайцев Н.Г., Гордеев Е.В. Ультрафиолетовый турбулентный лидар УОР-5 // Оптика атмосфер. и океана. 2020. Т. 33, № 4. С. 289–297; Razenkov I.A., Nadeev A.I., Zaitsev N.G., Gordееv E.V. Turbulent UV Lidar BSE-5 // Atmos. Ocean. Opt. 2020. V. 33, N 4. P. 406–414.
10. Гурвич А.С., Кон А.И., Миронов В.Л., Хмелевцов С.С. Лазерное излучение в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1976. 280 с.
11. Разенков И.А. Экспериментальная оценка пика увеличения обратного рассеяния // Оптика атмосфер. и океана. 2020. Т. 33, № 11. С. 874–879.
12. Воробьев В.В. О применимости асимптотических формул восстановления параметров «оптической» турбулентности из данных импульсного лидарного зондирования. I. Уравнения // Оптика атмосфер. и океана. 2016. Т. 29, № 10. С. 870–875; Vorob'ev V.V. On the applicability of asymptotic formulas of retrieving “optical” turbulence parameters from pulse lidar sounding data: I – Equations // Atmos. Ocean. Opt. 2017. V. 30, N 2. P. 156–161.
13. Разенков И.А. Оценка интенсивности турбулентности из лидарных данных // Оптика атмосфер. и океана. 2020. Т. 33, № 1. С. 1–9; Razenkov I.A. Estimation of the turbulence intensity from lidar data // Atmos. Ocean. Opt. 2020. V. 33, N 3. P. 245–253.
14. Разенков И.А. Оптимизация параметров турбулентного лидара // Оптика атмосфер. и океана. 2019. Т. 32, № 1. С. 70–81; Razenkov I.A. Optimization of parameters of a turbulent lidar // Atmos. Ocean. Opt. 2019. V. 32, N 3. P. 349–360.
15. Разенков И.А. Специфика зондирования пограничного слоя атмосферы турбулентным лидаром // Оптика атмосфер. и океана. 2020. Т. 33, № 8. С. 643–648.
16. Разенков И.А. Турбулентный лидар. II. Эксперимент // Оптика атмосфер. и океана. 2018. Т. 31, № 2. С. 81–89; Razenkov I.A. Turbulent lidar: II – Experiment // Atmos. Ocean. Opt. 2018. V. 31, N 3. P. 281–289.
17. Шустер Г.Г. Детерминированный хаос: Введение. М.: Мир, 1988. 240 с.
18. Носов В.В., Лукин В.П., Ковадло П.Г., Носов Е.В., Торгаев А.В. Оптические свойства турбулентности в горном пограничном слое атмосферы. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2016. 153 с.
19. Nosov V.V. Atmospheric turbulence in the anisotropic boundary layer // Optical Waves and Laser Beams in the Irregular Atmosphere. Boca Raton, London, New York: Taylor & Francis Group, CRC Press. 2018. Ch. 3. P. 67–180.
20. Gimmetstad G.G., Roberts D.W., Stewart J.M., Wood J.W. Development of a lidar technique for profiling optical turbulence // Opt. Engineer. 2012. V. 51(10). P. 101713.
21. URL: <https://lop.iao.ru/> (last access: 20.09.2020).
22. URL: <http://attex.net/RU/mtp5.php> (last access: 20.09.2020).
23. Шметер С.М. Физика конвективных облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 232 с.
24. Шакина Н.П. Гидродинамическая неустойчивость в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 308 с.
25. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. М.: Мир, 1978. 532 с.
26. Miles J.W. On the stability of heterogeneous shear flow // J. Fluid Mech. 1961. V. 10, N 4. P. 496–509.
27. Одинцов С.Л. Особенности движений нижнего слоя атмосферы при прохождении внутренних гравитационных волн // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15, № 12. С. 1131–1136.
28. Динамика волновых и обменных процессов в атмосфере / Чхетиани О.Г., Горбунова М.Е., Куличкова С.Н., Репина И.А. (ред.). М.: ГЕОС, 2017. 508 с.
29. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. М.: ТРИАДА ЛТД, 2016. 312 с.

I.A. Razenkov. Capabilities of a turbulent BSE-lidar for the study of the atmospheric boundary layer.

In order to study the capabilities of a turbulent lidar, an experiment was conducted using the BSE-4 system, a meteorological measuring system, and an MTP-5 temperature profiler. The profile of the structure constant of the refractive index C_n^2 up to an altitude of 2 km was determined using the lidar at an interval of 15 seconds. Experimental data on the intensity of dynamic turbulence when the wind increases over rough terrain are presented. Lidar operation under buoyant convection conditions allowed us to observe the movement of thermals and the formation of Cu clouds in the boundary layer. Under the conditions of cellular convection, the lidar recorded quasi-periodic oscillations of C_n^2 (Benard cells), which represented a stationary wave. Under stable temperature stratification, when the Richardson number was less than $1/4$, the turbulent lidar detected the appearance of a Kelvin–Helmholtz wave.