

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.521.3

**Структура аэрозольных полей пограничного слоя
атмосферы по данным аэрозольного и доплеровского
лидаров в период прохождения атмосферных фронтов**

**Г.П. Коханенко, Ю.С. Балин, М.Г. Клемашева, И.Э. Пеннер, С.В. Самойлова,
С.А. Терпугова, В.А. Банах, И.Н. Смалихо, А.В. Фалиц, Т.М. Рассказчикова,
П.Н. Антохин, М.Ю. Аршинов, Б.Д. Белан, С.Б. Белан***

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

Поступила в редакцию 29.02.2016 г.

Представлены результаты комплексных наблюдений динамики пограничного слоя атмосферы, проведенных на полигоне ИОА СО РАН в сентябре 2013 г. с использованием средств дистанционного зондирования — аэрозольного и доплеровского лидаров. Рассмотрена структура аэрозольного и ветрового полей в период возникновения внутренних волн плавучести и низкоуровневых струйных течений в пограничном слое.

Ключевые слова: лидар, пограничный слой, внутренние гравитационные волны; lidar, boundary layer, internal gravity waves.

Введение

В исследовании атмосферы особое внимание привлекает планетарный (или атмосферный) пограничный слой (АПС), прилегающий к поверхности планеты и непосредственно испытывающий ее влияние [1, 2]. Динамика атмосферы внутри АПС вызвана как взаимодействием движущихся атмосферных масс с неоднородной поверхностью, так и суточными циклами, связанными с дневным прогревом поверхности и развитием конвективного перемешивания. Смена воздушных масс определяет размеры образующихся атмосферных неоднородностей в единицы и десятки километров, что соответствует шкале мезомасштабов. В классических учебниках [1–4], а также большинстве работ, в которых лидарными методами изучалась структура пограничного слоя [5–9], предполагается, что структура атмосферы на меньших масштабах (микромасштабы, от сотни метров до километра) определяется случайным турбулентным перемешиванием. Это относится и к конвективным

потокам, рассматриваемым как совокупность вихрей с масштабом порядка высоты АПС, растущей по мере прогрева поверхности [9–11].

Однако внутри АПС в рамках микромасштабов наблюдаются и регулярные структуры, механизм их возникновения ассоциируется с волнами плавучести (другое название — внутренние гравитационные волны, ВГВ). Такие волны являются одним из самых общих явлений, наблюдаемых в атмосфере [12]. ВГВ различных масштабов (от сотен метров до километров) могут иметь временные периоды от минут до часов [13, 14]. Они регулярно наблюдаются при акустическом [14–16] и лазерном [5, 17–20] зондировании в АПС. Подобные волны могут служить проявлением динамической неустойчивости атмосферы, порожденной сильным вертикальным сдвигом ветра на границе стабильного слоя, и распространяться вдоль этой границы. Необходимое условие для возникновения ВГВ — сдвиг скорости и направления ветра на границе устойчивого слоя.

Микро- и мезомасштабные явления обязательно проявляются и в структуре аэрозольного поля. Во многих случаях аэрозоль может рассматриваться как пассивный трассер, полностью захватываемый горизонтальными и вертикальными потоками. Аэрозольные лидары (лидары, регистрирующие только упругое обратное рассеяние на несмещенной длине волны) позволяют наблюдателю отслеживать структуры аэрозольного распределения в АПС (и выше), поскольку сигнал, скорректированный на квадрат расстояния, пропорционален аэрозольному коэффициенту обратного рассеяния β_r . Если микроструктура аэрозоля остается постоянной в течение эксперимента,

* Григорий Павлович Коханенко (kokh@iao.ru); Юрий Степанович Балин (balin@iao.ru); Марина Георгиевна Клемашева (marina@iao.ru); Иоганес Эрнстович Пеннер (penner@iao.ru); Светлана Викторовна Самойлова (ssv@seversk.tomsknet.ru); Светлана Александровна Терпугова (swet@iao.ru); Виктор Арсентьевич Банах (banakh@iao.ru); Игорь Николаевич Смалихо (smalikho@iao.ru); Андрей Вячеславович Фалиц (falits@iao.ru); Татьяна Михайловна Рассказчикова (rtm@iao.ru); Павел Николаевич Антохин (arp@iao.ru); Михаил Юрьевич Аршинов (michael@iao.ru); Борис Денисович Белан (bbd@iao.ru); Сергей Борисович Белан (bsb@iao.ru).

мы можем считать β_π пропорциональным объемной концентрации аэрозоля. Поэтому с помощью структуры аэрозольного поля, наблюдаемой лидаром, можно визуализировать атмосферную стратификацию и различные атмосферные движения.

Наблюдения ВГВ являются важным предметом исследований, поскольку позволяют обнаруживать отклонения от устойчивой в целом стратификации атмосферы. Детальное исследование вертикальной структуры ВГВ стало возможным после появления сначала радаров, а затем акустических и лазерных локаторов. При этом наибольшую ценность имеют комплексные наблюдения, сопровождающиеся получением информации о метеорологических параметрах атмосферы, таких как температура, скорость и направление ветра во время появления микромасштабных атмосферных структур. В этой связи большой объем информации дают доплеровские лидары, измеряющие скорость движения частиц аэрозоля [9, 21–22].

Целью настоящей работы является исследование процессов формирования структуры аэрозольного поля во время прохождения ВГВ, обусловленной сдвигом ветра на границе АПС при прохождении атмосферного фронта. В статье представлены результаты измерений суточной динамики вертикальной структуры АПС на примере наблюдений 25 сентября 2013 г., когда в течение суток через точку наблюдения прошли три атмосферных фронта. Исследования осуществлялись в рамках комплексного эксперимента, ежегодно проводящегося на полигоне ИОА СО РАН [23, 24] в г. Томске (район Академгородка). Основу наблюдений (структура аэрозольных слоев, скорость и направление ветра) составили данные дистанционного зондирования, полученные аэрозольным и доплеровским лидарами. Для измерения вертикальных профилей метеорологических параметров производились запуски шарзондов, в наземных измерениях применялась ультразвуковая метеостанция. Использовались данные о вертикальном компоненте скорости ветра в АПС, полученные акустическим локатором. Подробно состав аппаратуры описан в разд. 1. Общая структура полученных данных, включая синоптическую обстановку в день наблюдений, представлена в разд. 2. В разд. 3 анализируются эпизоды, связанные с возникновением ВГВ в пограничном слое.

1. Аппаратура и методы исследований

1.1. Аэрозольный лидар

Для исследования аэрозольной стратификации применялся многоволновой аэрозольно-рамановский лидар «ЛОЗА-С», описанный в [25, 26]. В данных исследованиях мы использовали только канал упругого рассеяния на длине волны 1064 нм, поскольку в ИК-области пренебрежимо мал вклад молекулярного рассеяния и наблюдается большой контраст аэрозольных образований.

Лидар базируется на Nd:YAG-лазере LS-2137U фирмы LOTI TP и зеркальном приемном телескопе Кассегрена диаметром 300 мм.

Основные параметры лидара «ЛОЗА-С» приведены ниже.

Энергия в импульсе на 1064 нм	700 мДж
Длительность импульса	10–12 нс
Частота повторения импульсов	10 Гц
Расходимость	0,2 мрад
Диаметр главного телескопа	300 мм
Фокусное расстояние	1500 мм
Диаметр телескопа ближней зоны	40 мм
Фокусное расстояние	200 мм
Поле зрения телескопов	0,8–1 мрад
Частота оцифровки	25 МГц
Разрядность АЦП	12

Получаемые после оцифровки данные сглаживались с временным усреднением 3,2 с и пространственным 12 м. В лидаре используются два телескопа для поочередного приема сигналов из ближней (от 20 до 1000 м) и дальней (от 600 м и далее) зон. При обработке сигналы сшиваются на уровне 800–900 м, это позволяет охватить большой динамический диапазон изменчивости лидарных сигналов при зондировании атмосферы. В интервале минимальных высот от 40 до 100 м при обработке сигнала учитывается геометрическая функция приемника ближней зоны. Подробно методика описана в [26]. На приводимых в настоящей статье рисунках для представления структуры аэрозольного поля используется скорректированный на квадрат расстояния лидарный сигнал, выраженный (в условной цветовой шкале) в единицах отношения обратного рассеяния, т.е. отношения полного обратного рассеяния (аэрозольное β_π^a плюс молекулярное β_π^m) к молекулярному: $R_{bs} = (\beta_\pi^a + \beta_\pi^m) / \beta_\pi^m$. Конечно, измерения на одной длине волны не позволяют определять коэффициент ослабления аэрозольной среды. Поэтому восстановленное отношение R_{bs} не учитывает ослабление рассеянного света в атмосфере и его количественная величина неточна (это есть так называемое ослабленное отношение обратного рассеяния). Для калибровки R_{bs} мы использовали лидарный сигнал с высоты $H^* = 5–7$ км, где обычно наблюдается минимум аэрозольной концентрации, мы полагали $R_{bs}(H^*) = 1,1 \pm 0,4$ [27].

1.2. Доплеровский лидар

В эксперименте был задействован импульсный когерентный доплеровский лидар Stream Line (разработка и производство фирмы HALO Photonics [28]). Во время измерения этим лидаром применялось коническое сканирование зондирующим пучком, позволяющее получать из исходных лидарных данных информацию о скорости и направлении ветра. Угол места (т.е. минимальный угол между горизонтальной плоскостью на уровне лидара и осью зондирующего пучка) задавался равным 45°. Одно полное коническое сканирование (азимутальный угол изменяется от 0 до 360°) осуществлялось примерно за 5 мин. При этом через каждые 3° положение оси зондирующего пучка фиксировалось и в течение 1 с

осуществлялся когерентный прием лидарного эхосигнала с использованием аккумуляции данных, полученных за это время (согласно параметрам, приведенным ниже, для аккумуляции использовались 15000 посылок зондирующих импульсов в атмосферу). Из аккумулярованных данных с шагом по дальности 30 м (по высоте 21,2 м) оценивалась радиальная скорость (проекция вектора скорости ветра на ось зондирующего пучка). Так как разрешение по азимутальному углу равно 3° , за одно полное коническое сканирование мы получали 120 высотных профилей оценок радиальной скорости. Следовательно, суммарное время приема лидарного эхосигнала равно 2 мин и примерно 3 мин затрачивалось на изменение положения оси зондирующего пучка (когда прием не осуществлялся). Описанная выше процедура зондирования последовательно применялась непрерывно с 08:00 до 23:00 местного времени 25 сентября 2013 г.

Основные параметры лидара Stream Line приведены ниже.

Длина волны	1500 нм
Энергия импульса	14 мкДж
Длительность импульса	170 нс
Частота повторения импульсов	15 кГц
Диаметр телескопа	75 мм
Радиус пучка на выходе из телескопа	20 мм
Фокусное расстояние	≥ 300 м
Минимальная дальность измерения	100 м
Максимальная дальность измерения	500–2000 м
Полоса пропускания приемника	50 МГц

Анализ полученных в этом эксперименте массивов радиальной скорости показал, что до высоты примерно 600 м оценки радиальной скорости являются несмещенными и к ним для получения информации о скорости и направлении ветра может применяться стандартная процедура метода наименьших квадратов (так называемая синусоидальная подгонка). Однако выше уровня 600 м из-за очень низкого отношения сигнал-шум вероятность плохой оценки радиальной скорости (оценки, которая может принимать любые значения в пределах полосы пропускания приемника, вне зависимости от истинного значения радиальной скорости ветра) становится отличной от нуля. Поэтому для восстановления высотных профилей скорости и направления ветра применялся метод фильтрованной синусоидальной подгонки [29, 30], способный минимизировать влияние плохих оценок радиальной скорости на конечный результат. Применение данного метода позволило увеличить максимальную высоту восстановления профилей ветра на 30% по отношению к стандартной процедуре обработки.

Лидары «ЛОЗА-С» и Stream Line располагались на крыше блока «А» ИОА (15 м от земли) на расстоянии 40 м друг от друга. Нужно учитывать, что доплеровский лидар при работе в режиме конического сканирования с углом 45° производит усреднение получаемых данных по большому рассеивающему объему, горизонтальные размеры которого сравнимы с высотой зондирования. Поэтому восстанавливаемые значения модуля скорости и направ-

ления горизонтального ветра заметно заглажены и тонкая временная структура неоднородностей (в масштабах периода внутренних волн) на больших высотах не прорабатывается.

Для получения информации о высотных профилях метеорологических параметров использовались радиозонды RS92-SGP Vaisala [31]. Запуски шаров, наполненных гелием, для радиозондирования осуществлялись с земли возле станции высотного зондирования ИОА, на расстоянии примерно 430 м от места расположения лидаров. Запуски зондов производились через 6 ч скорость подъема зонда составляла около 5 м/с. Кроме того, для измерения метеопараметров в месте расположения локаторов использовалась ультразвуковая метеостанция «Метео-2» разработки ИОА СО РАН [32].

2. Общая картина наблюдений за 25 сентября

Для анализа состояния атмосферы в период наблюдений мы будем использовать непрерывную (с 03:00 до 24:00 местного времени) запись аэрозольного (рис. 1, а, цв. вкладка) и доплеровского (рис. 2, цв. вкладка) лидаров, данные синоптического анализа на уровне 500 мбар (рис. 3) и на приземном уровне (рис. 4), карты обратных траекторий (рис. 5, цв. вкладка), рассчитанные по модели NYSPLIT [33, 34]. Вертикальные профили направления ветра за исследуемый период, полученные радиозондами, приводятся на рис. 6. Данные измерений ультразвуковой метеостанцией на уровне лидара представлены на рис. 1, б (температура T и давление P) и в (скорость V и направление D ветра). Давление в первой половине дня падает, затем снова возрастает. Ветер умеренный, плавно меняется за время наблюдений с южного на северный. Ход температуры соответствует дневному циклу с максимумом в 15:00, соответственно, относительная влажность изменяется в противофазе в пределах от 70% утром до 30% в полдень (на рисунке не показано). На лидарных данных (рис. 1, а) заметно постепенное понижение высоты тропопаузы (верхней границы перистой облачности) с 12500 до 12000 м. Высота АПС составляет около 1600–1700 м. К 06:00 (утреннее выхолаживание) наряду с выраженным приземным слоем (150–200 м) формируются и два отдельных слоя на высотах около 300 и 500 м.

Участок синоптической карты для уровня 500 мбар на 06:00 местного времени (UTC + 6) приведен на рис. 3. Перед рассматриваемым сеансом измерений, место проведения зондирования атмосферы (на рис. 3 отмечено треугольником) располагалось в периферийной зоне гребня обширного азиатского антициклона. Все слои свободной тропосферы во всем регионе Западной Сибири были охвачены переносом воздушных масс с направлением, близким к западному, что подтверждается данными аэрологического зондирования на станциях ВМО Новосибирска и Колпашево, а также местными запусками радиозондов (рис. 6).

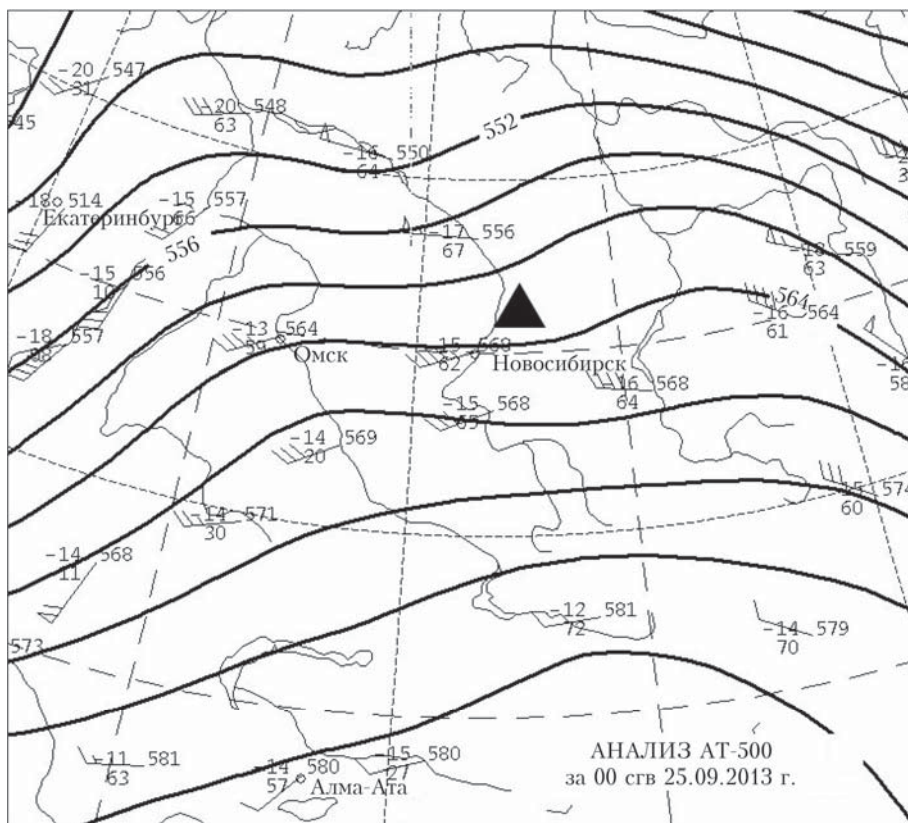


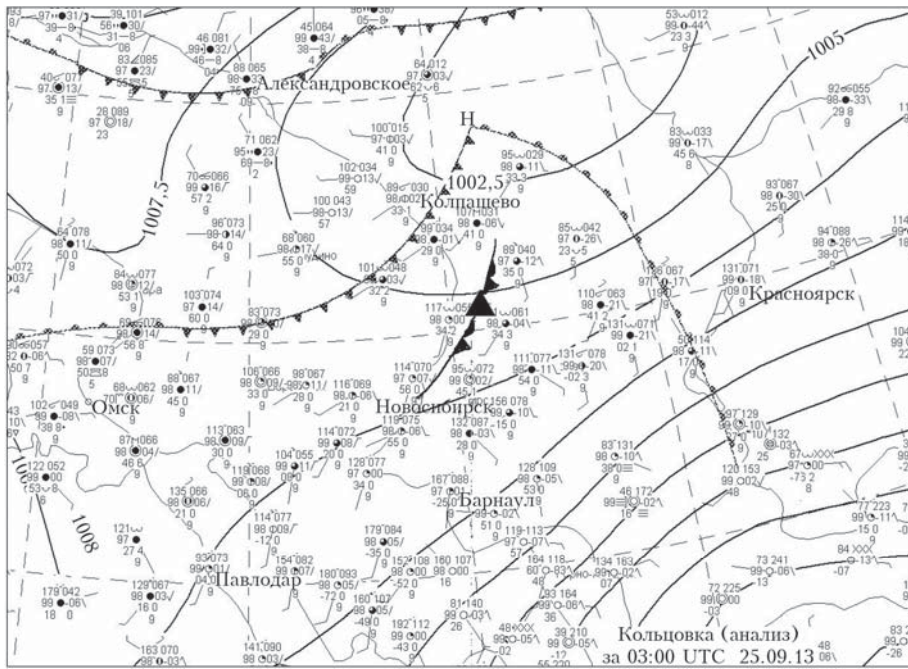
Рис. 3. Синоптическая карта на уровне 500 мбар для 06:00 местного времени 25 сентября 2013 г.

На кольцовке за 09:00 по местному времени (03:00 UTC, рис. 4, *а*) видно, что через Томск в это время проходил тропический фронт окклюзии, он слабо выражен из-за наличия гребня в тропосфере над исследуемым регионом. Направление переноса воздушных масс в пределах пограничного слоя было преимущественно с юго-юго-запада и изменялось на западное при возрастании высоты до уровня свободной атмосферы (рис. 6). Скорости ветра были незначительные в пределах 1–2 м/с, и практически полный штиль наступил 25 сентября к середине дня (см. рис. 1, *в*), когда район зондирования оказался в седловине барических образований с неустойчивыми и слабовыраженными фронтальными разделами между западным и восточным циклонами и арктическим и южным антициклонами.

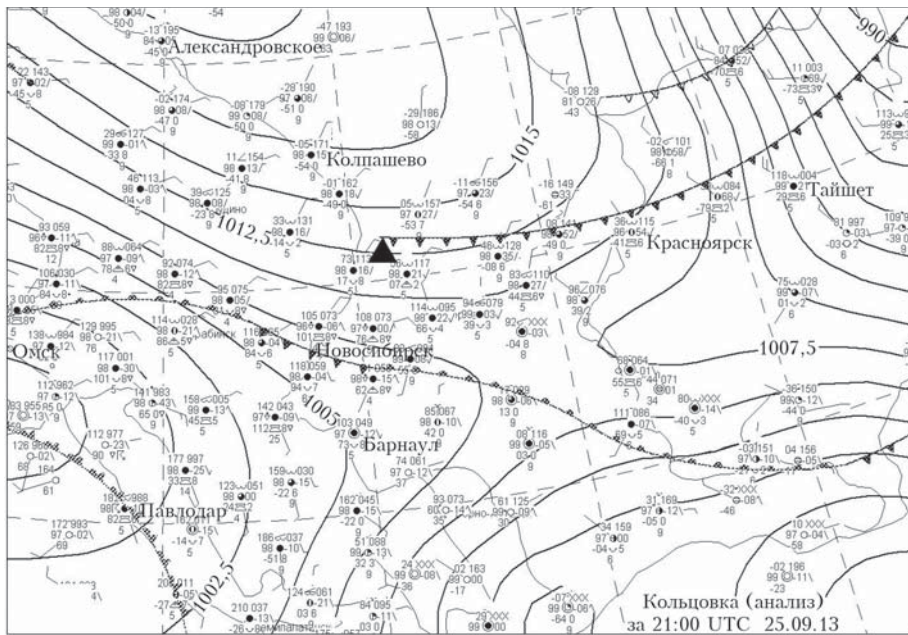
На рис. 1, *а* (лидарные данные) видно, что прохождение фронта окклюзии характеризуется быстрым снижением (начиная с 05:00) облачных слоев от уровня перистой облачности (10000 м) до высоты 3500 м к 09:00, после чего возникают остаточные аэрозольные образования (туман или переувлажненный аэрозоль), сливающиеся с приземными слоями (500 м) к 10:00. Во время быстрого снижения облачного слоя в интервале 07:00–08:00 возникают выраженные колебания давления в пределах $\pm 0,5$ торр с периодом 20 мин, сопровождающиеся синхронными колебаниями высоты приземных слоев с амплитудой в ± 50 м. В 08:00 на уровне устойчивых слоев 300 и 500 м возникают высокочастотные ВГВ с периодом около 3–5 мин.

Начиная с полудня и до утра следующего дня через точку наблюдений прошло еще два фронта. На кольцовке за 03:00 26 сентября (рис. 4, *б*) полярный фронт находится уже южнее Томска, а к городу приближается следующий, арктический фронт. Температура приземных слоев в тылу холодных сначала полярного, а затем арктического фронтов понизилась менее чем за сутки на 20°: с +22 °С в 15:00 до +2 °С утром 26 сентября. Утром 26.09 наблюдались осадки. Во время прохождения полярного фронта на лидарном сигнале после полудня (рис. 1, *а*) наблюдалось второе за день снижение облачности на фоне возрастающего давления. Облачность стабилизируется на высоте 3000–3500 м. Одновременно стало происходить возрастание скорости ветра до 3–4 м/с и смена его направления на северное к 00:00 26 сентября (см. рис. 1, *в*).

Изменение направления переноса воздушных масс в течение дня на разных высотах хорошо видно на графике обратных траекторий (рис. 5, расчет по модели HYSPLIT). Здесь для каждого уровня (3000, 1000 и 400 м) представлено пять траекторий с интервалом в 4 ч, начиная с 08:00 UTC (14:00 местного времени). Если для уровня свободной атмосферы (3000 м, см. рис. 5, *а*) направление переноса практически не меняется, для уровня 1000 м (см. рис. 5, *б*) заметно изменение направления переноса с западного в середине дня к северному к ночи. В приземных слоях (400 м, рис. 5, *в*) направление прихода воздушных масс за день сменяется на противоположное, при этом хорошо заметно



а



б

Рис. 4. Кольцевая карта (приземный анализ) за 25 сентября 2013 г. 09:00 местного времени (03:00 UTC) (а) и 26 сентября 2013 г. 03:00 местного времени (21:00 UTC) (б)

опускание холодных арктических масс воздуха (рис. 5, в, нижняя панель) из свободной атмосферы в пограничный слой, что и привело к понижению приземной температуры. Изменение ветра в течение дня хорошо видно и по измерениям радиозонда (рис. 6). Смена направления ветра захватывает только нижние 1000–1500 м (высота АПС), тогда как в вышележащих слоях изменения незначительны. В результате в утренние (до 08:00) и вечерние (после 18:00) часы образуется сдвиг ветра на границе АПС и свободной тропосферы. По лидарным

данным видно, что примерно в 20:00 возникают внутренние волны в атмосферном пограничном слое.

На рис. 2 приводится сопоставление данных аэрозольного и доплеровского лидаров за время от 08:00 до 23:00 для нижнего километрового слоя атмосферы. Стандартные метеосостояния в пограничном слое (слой Экмана) характеризуются увеличением скорости ветра с высотой и плавным поворотом вправо до направления геострофического ветра [1, 4]. В данном случае мы видим сложную структуру ветра, только в середине дня соответствующую

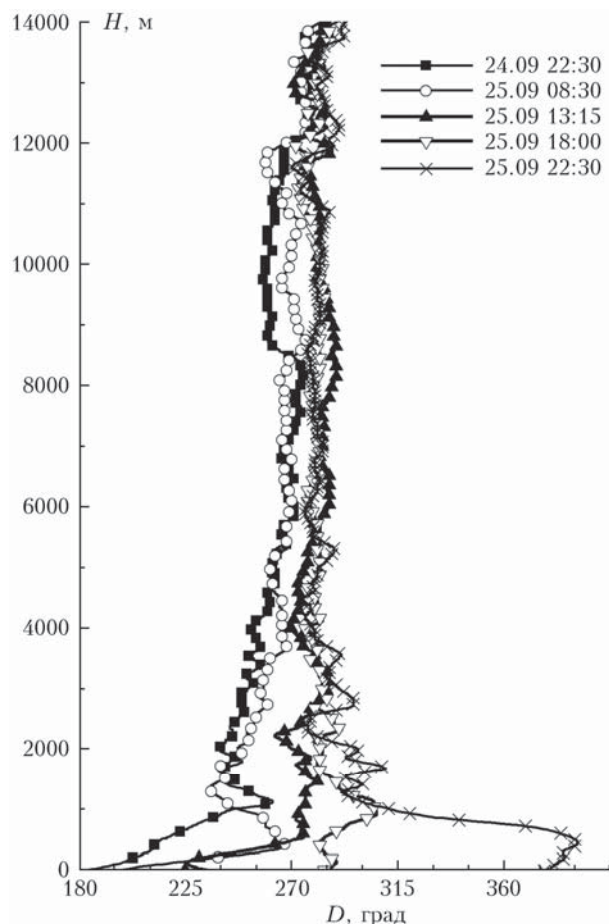


Рис. 6. Изменения вертикального профиля направления ветра D в течение 24–25 сентября 2013 г. по данным радиозонда (время местное)

указанному правилу. В утренние часы (08:00–11:00) на высоте 300–400 м явно проявляется струйное течение, характеризующееся повышенной скоростью ветра (более 14 м/с) и поворотом направления вправо относительно выше- и нижележащих слоев. Другое струйное течение, более протяженное по высоте, возникает после 20:00 на высотах около 400 м. Эти моменты времени связаны, как описано выше, с прохождением фронтов и изменением направления ветра в пограничном слое и сопровождаются возникновением внутренних волн внутри и на границе АПС. В следующем разделе мы рассмотрим два этих интервала времени более подробно, привлекая данные о стратификации атмосферы и профиле ветра в АПС.

3. Структура атмосферных слоев в период прохождения ВГВ

3.1. Утренние часы 25 сентября

На рис. 7 (цв. вкладка) приведены данные зондирования радиозондом Vaisala в слое до 1400 м, запуск производился в 08:30 местного времени. На рис. 8 (цв. вкладка) для той же высоты слоя приведено сопоставление данных аэрозольного лидара

и восстановленных по данным доплеровского лидара значений скорости и направления ветра.

Градиенты температуры в АПС четко выражены, на высотах 150, 300 и 500 м наблюдается инверсия. Этим границам соответствуют локальные максимумы частоты Вайясяля, между ними наблюдается стратификация, близкая к безразличной. Относительная влажность также заметно различается в приземном слое (0–150 м) и слое 150–300 м, а затем еще сильнее падает до границы слоя 500 м. Максимум скорости ветра достигается на высоте 300 м, тогда как максимальный поворот направления ветра (на 400 м) — между двумя аэрозольными слоями. Уже упоминалось (см. рис. 1), что около 08:30 наблюдались колебания приземного давления в пределах $\pm 0,5$ торр с периодом 20 мин, сопровождающиеся синхронными колебаниями высоты слоя перемешивания (500 ± 50) м. На рис. 8, б видно, что в этот момент возникает «ударное» увеличение скорости ветра на верхней границе слоя 300 м до величины более 16 м/с. Одновременно появляется струйное течение на высоте 400 м (на уровне между двумя аэрозольными слоями с верхними границами в 300 и 500 м), характеризующееся поворотом ветра вправо на 70° относительно приземного уровня, а выше этого слоя — снова поворотом влево на 50° . Подобная неустойчивость приводит к возникновению высокочастотных ВГВ, проявляющихся в аэрозольной записи на границах слоев 300 и 500 м. К 09:30 исчезают признаки приземного слоя (0–150 м), и колебания заполняют весь 300-метровый слой перемешивания. Колебания на границе слоя 500 м существуют с тем же периодом и фазой, их влияние прослеживается до высоты верхней границы задерживающего слоя 700 м.

Струйное течение существует между двумя слоями вплоть до 10:40, после чего разрушается под воздействием опускающихся слоев аэрозоля (или тумана?), соответственно, затухают и волны сначала в слое 500 м, затем ниже.

Колебания на границах 300 и 500 м достаточно синхронны. Период колебаний составляет около 3 мин, коэффициент корреляции между высотой волн (определялся по максимуму градиента обратного рассеяния) на 40-минутном временном интервале 9:50–10:30 (более подробный фрагмент лидарной записи приведен на рис. 9, цв. вкладка) составляет 0,4 при нулевом сдвиге кросс-корреляционной функции. Но вид аэрозольных слоев различен. На высоте 500 м четко видна граница слоя, выделяющаяся повышенным обратным рассеянием и колеблющаяся с амплитудой 100–150 м. На высоте 300 м колеблющейся границы нет. Вместо этого наблюдаются периодические вертикальные образования с повышенным обратным рассеянием («столбы») в фазе с максимумами высоты волны и пробелы (с пониженным обратным рассеянием), достигающие приземного уровня. Увеличение обратного рассеяния в «столбах» составляет 13–14%. Похожие «столбы» видны и в слое перемешивания выше границы 500 м (этот слой постепенно растет и достигает к 10:20 высоты 720 м), но увеличение обратного рассеяния здесь не превосходит 7–8%. Возникновение подоб-

ных образований может быть связано с чередующимися восходящими и нисходящими движениями воздуха, захватывающими одновременно весь слой перемешивания. Для выявления подобных движений полезно рассмотреть данные о вертикальном компоненте ветра во время измерений.

В нашем эксперименте данные о вертикальном ветре, полученные доплеровским лидаром, имели недостаточную точность и плохое временное разрешение в силу выбранного режима работы с вращением лидара по широкому конусу с периодом в 5 мин. Поэтому мы использовали измерения вертикального компонента скорости ветра, сделанные доплеровским содаром «Волна-4». Сведения о содаре можно найти в [35, 36]. Содар располагался рядом с лидаром «ЛОЗА-С» на расстоянии 10 м, поэтому можно считать, что зондируемые объемы у лидара и содара практически совпадают.

На рис. 9 приведена в крупном масштабе лидарная запись, на которую наложен график вертикального компонента скорости ветра w (м/с), измеренного содаром. График взят с разрешения автора [37], ранее эти данные были опубликованы в [38]. Данные $w(t)$ усреднены по высотам слоев, указанных на рисунке. С увеличением высоты слоя скорость ветра увеличивается, для нашего рассмотрения важно то, что смена восходящего на нисходящее движение происходит одновременно по всей высоте слоя перемешивания. Следует указать на заметный сдвиг во времени (порядка 1 мин) между максимумами вертикального ветра и максимумами волны на границе слоя перемешивания. Похожее рассогласование в акустических измерениях наблюдались и раньше [14, 39], но причина и условия существования подобных сдвигов для авторов остаются непонятными.

Вероятное происхождение наблюдаемых «столбов» в зонах восходящих потоков может быть связано с известной зависимостью коэффициента аэрозольного рассеяния от относительной влажности воздуха. Известно, что из-за гигроскопичности материала частиц в фоновых континентальных атмосферных условиях происходит абсорбция влаги материалом частицы. В большинстве случаев изменения коэффициента рассеяния могут быть описаны простой эмпирической зависимостью коэффициента рассеяния μ от относительной влажности f , предложенной в работах Kasten [40] и Hanel [41]: $\mu = \mu_d(1 - f)^{-\gamma}$, где μ_d — коэффициент рассеяния, обусловленный сухой основой частиц; γ — параметр конденсационной активности, который и определяет динамику оптической характеристики как функцию влажности. По мере увеличения относительной влажности при достижении определенного (критического) значения f^* происходит фазовый переход, частица превращается в насыщенный раствор соли, что приводит к резкому спонтанному увеличению размера частицы [42–44]. Конкретное значение f^* в критической точке может изменяться от 15 до 81% в зависимости от химического состава аэрозоля [45].

Результаты систематических исследований конденсационной активности на территории Западной Сибири [46–48] показывают, что наиболее вероят-

ное значение критической относительной влажности f^* составляет 70%, а вне диапазона 55–80% появление фазового перехода очень редко. При этой величине f^* увеличение коэффициента рассеяния μ может составлять 30–70%.

Сигнал, регистрируемый лазерным локатором (лидаром), определяется коэффициентом обратного рассеяния $\beta_\pi = \mu/L$, где величина L называется лидарным отношением. Для типичного атмосферного аэрозоля наблюдавшиеся различными авторами значения L находятся в пределах 20–80 ср [49]. Также как и величина коэффициента рассеяния μ , лидарное отношение зависит от размера и показателя преломления материала частицы и изменяется при изменении относительной влажности. Расчеты [50] и непосредственные измерения [51–53] показывают, что лидарное отношение в большинстве случаев либо не зависит явно от относительной влажности [54], либо растет медленнее, чем коэффициент рассеяния [55, 56]. В результате из упомянутых работ следует вывод о росте (более или менее быстром) обратного рассеяния при увеличении влажности. Косвенно подобное поведение подтверждается многочисленными лидарными наблюдениями атмосферного пограничного слоя, показывающими сильную корреляцию между содержанием водяного пара (выраженным в виде как относительной, так и удельной влажности) и сигналом обратного рассеяния [21, 24, 30, 54–57]. Особенно хорошо этот эффект заметен при наблюдении термиков в конвективном слое перемешивания [6, 8, 11]: турбулентное перемешивание приводит к постепенному подъему воздуха, из-за адиабатического расширения относительная влажность растет и верхушки термиков демонстрируют значительно большее обратное рассеяние, чем приземные слои.

Отличие нашей картины от обычного поведения конвективного пограничного слоя в том, что весь слой подвержен влиянию проходящей ВГВ. Оно накладывается на турбулентное перемешивание, вызывая одновременный подъем слоя по всей высоте. Это означает, что во всем слое при подъеме воздуха происходят адиабатическое охлаждение и увеличение относительной влажности.

Относительная влажность $f = e/E(T)$, где e — парциальное давление водяного пара; $E(T)$ — давление насыщения при температуре T . При адиабатическом расширении e уменьшается пропорционально атмосферному давлению P согласно уравнению адиабаты $T/T_0 = (P/P_0)^{0,286}$ [4], при этом температура T падает при подъеме воздуха на высоту H по линейной зависимости $T = T_0 - \gamma_a H$ ($\gamma_a = 0,98$ °C/100 м — адиабатический градиент). Давление насыщения E может быть вычислено по формуле [58]: $E(T) = 6,112 \exp[17,62T/(243,12 + T)]$, где T выражено в °C.

Расчет по приведенным формулам дает увеличение относительной влажности при начальной температуре 10 °C (температура в утренние часы, см. рис. 1, б) на 5,5% при подъеме на 100 м — средняя амплитуда ВГВ в слое 500 м. При начальной влажности 60% увеличение коэффициента рассеяния

при этом (учитывая вероятное значение параметра γ для умеренных воздушных масс $\gamma = 0,4$ [48]) составит 4%. Это меньше, чем наблюдается в наших измерениях. Несомненно, в нашем случае роль играет фазовый переход в материале частиц, весьма вероятный при относительной влажности 60% в нижнем слое перемешивания, и увеличение обратного рассеяния достигает 10–13% в восходящих потоках. В верхнем слое 500–700 м относительная влажность меньше (20%), при такой влажности фазовый переход наблюдается редко, поэтому и увеличение рассеяния в столбах меньше – около 5–7%.

3.2. Динамика атмосферы вечером 25 сентября

Обстановка в период 21:00–00:00 местного времени показана на рис. 10 и 11 (цв. вкладка), представление данных аналогично рис. 7 и 8. На рис. 10 приведены данные зондирования радиозондом Vaisala в слое до 2500 м, запуск производился в 22:30 местного времени. На лидарной записи выделяются несколько аэрозольных слоев, границы которых совпадают с локальными максимумами частоты N^2 . На профиле потенциальной температуры эти слои трудно различимы. Наблюдаются максимум скорости ветра на высоте 200 м (самый нижний слой перемешивания) и сдвиг направления ветра влево на высотах от 500 до 1300 м (верхняя граница АПС).

Водяной пар достаточно равномерно перемешан внутри АПС (профиль отношения смеси $r(H)$ на рис. 10, б), однако на профиле относительной влажности $f(H)$ имеются незначительные максимумы (например, на высотах 350, 500, 1200 м), связанные, очевидно, с понижениями температуры. Это, в свою очередь, приводит к незначительному увеличению обратного рассеяния на верхних границах слоев перемешивания, благодаря чему на записи сигналов аэрозольного лидара (рис. 10, д, 11, а) отдельные слои хорошо различимы. Данные доплеровского лидара (рис. 11, б, в) показывают наличие струйного течения на высотах 300–400 м. В этом интервале высот скорость ветра превышает 12 м/с и падает до 3 м/с на высоте 900 м. Сдвиг направления ветра вправо относительно приземного слоя (рис. 11, в) возникает несколько позже момента увеличения скорости течения – в 22:00, в вышележащих слоях ветер опять поворачивает влево. Подобный сдвиг скорости и направления ветра при наличии нескольких устойчивых слоев приводит к возникновению ВГВ во всей толще АПС, начиная с высоты приземного слоя (150 м в 22:00) до верхней границы АПС в 1600 м. Наиболее выраженная ВГВ в 22:10 достигает амплитуды в 200 м и прослеживается без сдвига фазы до аэрозольного слоя на высоте 1800 м. В 23:00 сдвиг скорости ветра в струйном течении уменьшается, что приводит к устранению условий существования волн плавучести и затуханию колебаний на границе АПС и внутри него.

Заключение

Представлены результаты комплексных наблюдений динамики пограничного слоя атмосферы с использованием средств дистанционного зондирования. Использование одновременно измеренных с хорошим временным разрешением данных о рассеивающих свойствах атмосферы, метеопараметрах, скорости и направлении ветра на разных высотах позволило всесторонне рассмотреть структуру и динамику атмосферного пограничного слоя, сопоставить распределение аэрозольных слоев с данными о температурной стратификации атмосферы, сдвиге скорости и направлении ветра на границе устойчивых слоев внутри АПС, в том числе проследить процесс возникновения внутренней волны на границе слоев перемешивания.

Два представленных эпизода возникновения в пограничном слое атмосферы внутренних волн плавучести связаны с прохождением в течение дня нескольких атмосферных фронтов (тропического и полярного) через точку наблюдения. Показано, что причиной появления и существования ВГВ является возникновение низкоуровневого струйного течения на границе слоя перемешивания, сопровождающегося сдвигом направления и скорости ветра. В утреннем эпизоде синхронные колебания уровней устойчивых слоев в поле ВГВ с периодом около 3 мин прослеживаются от приземного уровня до высоты 700–750 м. Вечером струйное течение на высотах 300–400 м вызвало более медленные волны, захватывающие слой высотой 1800 м.

Наличие в АПС аэрозольных слоев с повышенным обратным рассеянием хорошо объясняется особенностями температурной стратификации атмосферы. В то же время в условиях прохождения ВГВ структура аэрозольного обратного рассеяния, наблюдаемая лидаром, заметно отличается от картины хорошо перемешанного турбулентного конвективного слоя. Обычно турбулентные потоки приводят к полному перемешиванию в нижней части конвективного слоя, и только верхушки термиксов имеют повышенное обратное рассеяние. В случае прохождения ВГВ наблюдается одновременный подъем воздуха по всей высоте слоя перемешивания, рост по всей высоте АПС относительной влажности в результате адиабатического расширения воздушных масс при восходящем движении и, как следствие, рост обратного аэрозольного рассеяния. Достаточно большое значение относительной влажности в нижнем слое перемешивания приводит к превышению «критической точки» фазового перехода в материале частиц, в результате чего повышение обратного рассеяния в нижнем слое (10–13%) значительно сильнее, чем в верхнем слое выше 500 м, где относительная влажность невысока и фазовый переход маловероятен. На записи аэрозольного лидара это выглядит как появление вертикальных образований («столбов») с высотой, охватывающей весь слой перемешивания и значительно превышающей амплитуду ВГВ, существующую на верхней границе слоя.

Подобная картина с появлением вертикальных «столбов» часто наблюдалась нами и ранее [38, 59], однако без метеорологического сопровождения делать определенные выводы было трудно.

Результаты работы демонстрируют перспективность проведения подобных комплексных экспериментов для изучения структуры и изменчивости атмосферного пограничного слоя.

Авторы выражают благодарность С.Л. Одинцову за предоставленные данные акустического зондирования, выполнявшегося в период проведения экспериментов. Выражаем благодарность лаборатории NOAA Air Resources Laboratory за предоставление возможности использования модели HYSPLIT на сайте <http://www.ready.noaa.gov>. Работа выполнялась при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-27-00022).

1. *Stull R.B.* An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publisher, 1988. 657 p.
2. *Браун Р.А.* Аналитические методы моделирования планетарного пограничного слоя. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 144 с.
3. *Oke T.R.* Boundary layer climates. Taylor & Francis e-Library, 2002. 460 p.
4. *Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосф. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 752 с.
5. *Martucci G., Matthey R., Mitev V., Richner H.* Frequency of boundary-layer-top fluctuations in convective and stable conditions using laser remote sensing // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2010. V. 135, N 2. P. 313–331.
6. *Crum T.D., Stull R.B., Eloranta E.W.* Coincident Lidar and aircraft observations of entrainment into thermals and mixed layers // *J. Climate Appl. Meteorol.* 1987. V. 26, N 7. P. 774–788.
7. *Eloranta E.W., Forrest D.K.* Volume-imaging lidar observations of the convective structure surrounding the flight path of a flux-measuring aircraft // *J. Geophys. Res. D.* 1992. V. 97, N 17. P. 18383–18393.
8. *Melfi S.H., Spinhrne J.D., Chou S.H., Palm S.P.* Lidar observation of vertically organized convection in the planetary boundary layer over the ocean // *J. Climate Appl. Meteorol.* 1985. V. 24, N 8. P. 806–821.
9. *Lothon M., Lenschow D.H., Mayor S.D.* Coherence and scale of vertical velocity in the convective boundary layer from a Doppler lidar // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2006. V. 121, N 3. P. 521–536.
10. *Kunkel K.E., Eloranta E.W., Shipley S.T.* Lidar observations of the convective boundary layer // *J. Appl. Meteorol.* 1977. V. 16, N 12. P. 1306–1311.
11. *Atlas D., Walter B., Chou S.H., Sheu P.J.* The structure of the unstable marine boundary layer viewed by lidar and aircraft observations // *J. Atmos. Sci.* 1986. V. 43, N 13. P. 1301–1318.
12. *Gossard E.E., Hooke W.* Waves in the atmosphere. N.Y.: Elsevier, 1975. 532 p.
13. *Viana S., Yagüe C., Maqueda G.* Propagation and effects of a mesoscale gravity wave over a weakly-stratified nocturnal boundary layer during the SABLES2006 field campaign // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2009. V. 133, N 2. P. 165–188.
14. *Petenko I., Mastrantonio G., Viola A., Argentini S., Pietroni I.* Wavy vertical motions in the ABL observed by sodar // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2012. V. 143, N 1. P. 125–141.
15. *Одинцов С.Л.* Особенности движений нижнего слоя атмосферы при прохождении внутренних гравитационных волн // *Оптика атмосф. и океана.* 2002. Т. 15, № 12. С. 1131–1136.
16. *Lyulyukin V.S., Kuznetsov R.D., Kallistratova M.A.* The composite shape and structure of braid patterns in Kelvin–Helmholtz billows observed with a sodar // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2013. V. 30, N 12. P. 2704–2711.
17. *Boers R., Eloranta E.W.* Lidar measurements of the atmospheric entrainment zone and the potential temperature jump across the top of the mixed layer // *Bound.-Lay. Meteorol.* 1986. V. 34, N 4. P. 357–375.
18. *Pahlow M., Kleissl J., Parlange M.B., Ondov J.M., Harrison D.* Atmospheric boundary-layer structure observed during a haze event due to forest-fire smoke // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2005. V. 114, N 1. P. 53–70.
19. *Träumner K., Kottmeier Ch., Corsmeier U., Wieser A.* Convective boundary-layer entrainment: Short review and progress using Doppler Lidar // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2011. V. 141, N 3. P. 369–391.
20. *Lesouëf D., Gheusi F., Chazette P., Delmas R., Sanak J.* Low tropospheric layers over rebanion island in lidar-derived observations and a high-resolution model // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2013. V. 149, N 3. P. 425–453.
21. *Gibert F., Cuesta J., Yano J.-I., Arnault N., Flamant P.H.* On the correlation between convective plume updrafts and downdrafts, lidar reflectivity and depolarization ratio // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2007. V. 125, N 3. P. 553–573.
22. *Банаш В.А., Смалуха И.Н., Фалиц А.В., Белан Б.Д., Аршинов М.Ю., Антохин П.Н.* Совместные радиозондовые и доплеровские лидарные измерения ветра в пограничном слое атмосферы // *Оптика атмосф. и океана.* 2014. Т. 27, № 10. С. 911–916.
23. *Matvienko G.G., Belan B.D., Panchenko M.V., Romanovskii O.A., Sakerin S.M., Kabanov D.M., Turchinovich S.A., Turchinovich Y.S., Eremina T.A., Kozlov V.S., Terpugova S.A., Pol'kin V.V., Yausheva E.P., Chernov D.G., Zhuravleva T.B., Bedareva T.V., Odintsov S.L., Burlakov V.D., Nevzorov A.V., Arshinov M.Y., Ivlev G.A., Savkin D.E., Fofonov A.V., Gladkikh V.A., Kamardin A.P., Balin Y.S., Kokhanenko G.P., Penner I.E., Samoilova S.V., Antokhin P.N., Arshinova V.G., Davydov D.K., Kozlov A.V., Pestunov D.A., Rasskazchikova T.M., Simonenkov D.V., Sklyadneva T.K., Tolmachev G.N., Belan S.B., Shmargunov V.P., Kozlov A.S., Malyshekin S.B.* Complex experiment on studying the microphysical, chemical, and optical properties of aerosol particles and estimating the contribution of atmospheric aerosol-to-earth radiation budget // *Atmos. Measur. Tech.* 2015. V. 8, N 10. P. 4507–4520.
24. *Пеннер И.Э., Балин Ю.С., Макарова М.В., Аршинов М.Ю., Воронин Б.А., Белан Б.Д., Васильченко С.С., Сердюков В.И., Синица Л.Н., Половцева Е.Р., Кабанов Д.М., Коханенко Г.П.* Измерения содержания водяного пара различными методами. Сравнения профилей водяного пара и аэрозоля // *Оптика атмосф. и океана.* 2014. Т. 27, № 8. С. 728–738.
25. *Самойлова С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э.* Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многократного лазерного зондирования. Часть 1. Методы восстановления оптических параметров // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 4. С. 344–357; *Samoilova S.V., Balin Yu.S., Kokhanenko G.P., Penner I.E.* Investigations of the vertical distribution of troposphere aerosol layers based on the data of multifrequency Raman lidar sensing. Part 1. Methods of optical parameters retrieval // *Atmos. Ocean. Opt.* 2009. V. 22, N 3. P. 302–315.
26. *Balin Yu.S., Bairashin G.S., Kokhanenko G.P., Klemasheva M.G., Penner I.E., Samoilova S.V.* LOSA-M2 aerosol Raman lidar // *Quantum Electron.* 2011. V. 41, N 10. P. 945–949.
27. *Tao Z., McCormick M.P., Wu D., Liu Z., Vaughan M.A.* Measurements of cirrus cloud backscatter colour ratio

- with a two-wavelength lidar // *Appl. Opt.* 2008. V. 47, N 10. P. 1478–1485.
28. *Pearson G., Davies F., Collier C.* An analysis of performance of the UFAM pulsed Doppler lidar for the observing the boundary layer // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2009. V. 26, N 2. P. 240–250.
 29. *Smalikho I.N.* Techniques of wind vector estimation from data measured with a scanning coherent Doppler lidar // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2003. V. 20, N 2. P. 276–291.
 30. *Банах В.А., Брюер А., Пичугина Е.Л., Смалихо И.Н.* Измерения скорости и направления ветра когерентным доплеровским лидаром в условиях слабого эхо-сигнала // *Оптика атмосфер. и океана*. 2010. Т. 23, № 5. С. 333–340; *Banakh V.A., Brewer A., Pichugina E.L., Smalikho I.N.* Measurements of wind velocity and direction with coherent Doppler lidar in conditions of a weak echo signal // *Atmos. Ocean. Opt.* 2010. V. 23, N 5. P. 381–388.
 31. *Vaisala radiosondes RS92.* URL: <http://www.vaisala.com/en/products/soundingsystemsandradiosondes/radiosondes/Pages/RS92.aspx>
 32. *Гладких В.А., Макиенко А.Э.* Цифровая ультразвуковая метеостанция // *Приборы*. 2009. № 7(109). С. 21–25.
 33. *Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F.* NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2015. V. 96, N 12. P. 2059–2077.
 34. *Rolph G.D.* Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY). NOAA Air Resources Laboratory, College Park, MD. 2016. URL: <http://www.ready.noaa.gov>
 35. *Гладких В.А., Макиенко А.Э., Федоров В.А.* Акустический доплеровский локатор «Волна-3» // *Оптика атмосфер. и океана*. 1999. Т. 12, № 5. С. 422–429.
 36. *Камардин А.П., Коханенко Г.П., Невзорова И.В., Пеннер И.Э.* Совместные исследования структуры пограничного слоя атмосферы на основе лидарных и содарных измерений // *Оптика атмосфер. и океана*. 2011. Т. 24, № 6. С. 534–537.
 37. *Камардин А.П., Одицов С.Л., Скороходов А.В.* Идентификация внутренних гравитационных волн в атмосферном пограничном слое по данным содара // *Оптика атмосфер. и океана*. 2014. Т. 27, № 9. С. 812–818.
 38. *Kokhanenko G.P., Terpugova S.A.* Relationship of spatial structure of aerosol and humidity during passage of the internal gravity wave // *Proc. SPIE 9292*, 20th In. Symp. on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 92923S. 2014. DOI: 10.1117/12.2075503.
 39. *Одицов С.Я.* Исследования атмосферного пограничного слоя методами локальной и дистанционной акустической диагностики в ИОА СО РАН // *Оптика атмосфер. и океана*. 2009. Т. 22, № 10. С. 981–987.
 40. *Kasten F.* Visibility forecast in the phase of precondensation // *Tellus*. 1969. V. 21, N 5. P. 631–635.
 41. *Hanel G.* The properties of atmospheric aerosol particles as function of relative humidity at the thermodynamic equilibrium with surrounding moist air // *Adv. Geophys.* 1976. V. 19. P. 73–188.
 42. *Orr Jr., Hurd C.F.K., Corbett W.J.* Aerosol size and relative humidity // *J. Colloid Sci.* 1958. V. 13, N 5. P. 472–482.
 43. *Tang I.N.* Phase transformation and growth of aerosol particles composed of mixed salts // *J. Aerosol Sci.* 1976. V. 7, N 5. P. 361–371.
 44. *Martin S.T.* Phase transitions of aqueous atmospheric particles // *Chem. Rev.* 2000. V. 100, N 9. P. 3403–3453.
 45. *Fitzerald J.W.* Approximation formulas for the equilibrium size of an aerosol particle as a function of its dry size and composition and the ambient relative humidity // *J. Appl. Meteorol.* 1975. V. 14, N 6. P. 1044–1049.
 46. *Панченко М.В., Терпугова С.А., Козлов В.С., Польшкин В.В., Яушева Е.П.* Годовой ход конденсационной активности субмикронного аэрозоля в приземном слое атмосферы Западной Сибири // *Оптика атмосфер. и океана*. 2005. Т. 18, № 8. С. 678–683.
 47. *Terpugova S.A., Panchenko M.V., Sviridenkov M.A., Yausheva E.P.* Different types of dependence of aerosol properties upon relative humidity // *J. Aerosol Sci.* 2004. Suppl. 35. V. 1. P. 1043–1044.
 48. *Терпугова С.А., Докукина Т.А., Яушева Е.П., Панченко М.В.* Сезонные особенности проявления различных типов гигрограмм коэффициента рассеяния // *Оптика атмосфер. и океана*. 2012. Т. 25, № 11. С. 952–957.
 49. *Kovalev V.A., Eichinger W.E.* Elastic Lidar. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 2004. 615 p.
 50. *Ackermann J.* The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: A numerical study // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1998. V. 15, N 4. P. 1043–1050.
 51. *Балин Ю.С., Креков Г.М., Самохвалов И.В., Рахулов Р.Ф.* Влияние влажности на локационное рассеяние в атмосфере // *Метеорол. и гидрол.* 1978. № 8. С. 114–119.
 52. *de Leeuw G., Kunz G.J., Lamberts C.W.* Humidity effects on the backscatter/extinction ratio // *Appl. Opt.* 1986. V. 25, N 22. P. 3971–3974.
 53. *Anderson T.L., Masonis S.J., Covert D.S., Charlson R.J., Rood M.J.* *In situ* measurement of the aerosol extinction to backscatter ratio at a polluted continental site // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105, N 22. P. 26907–26915.
 54. *Feingold G., Morley B.* Aerosol hygroscopic properties as measured by lidar and comparison with *in situ* measurements // *J. Geophys. Res.* D. 2003. V. 108, N 11. 4327.
 55. *Salemink H.W.M., Bergwerff J.B., Schotanus P.* Quantitative lidar at 532 nm for vertical extinction profiles and the effect of relative humidity // *Appl. Phys. B.* 1984. V. 34, N 4. P. 187–189.
 56. *Wulfmeyer V., Feingold G.* On the relationship between relative humidity and particle backscattering coefficient in the marine boundary layer determined with differential absorption lidar // *J. Geophys. Res.* D. 2000. V. 105, N 4. P. 4729–4741.
 57. *Dupont E., Pelon J., Flamant C.* Study of the moist convective boundary layer structure by backscattering lidar // *Bound.-Lay. Meteorol.* 1994. V. 69, N 1. P. 1–25.
 58. *World Meteorological Organization.* Guide to meteorological instruments and methods of observation. N 8. 2008. URL: <http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/CIMO-Guide.html>
 59. *Лидары ЛОЗА.* URL: <http://loza.iao.ru>

G.P. Kokhanenko, Yu.S. Balin, M.G. Klemasheva, I.E. Penner, S.V. SamoiloVA, S.A. Terpugova, V.A. Banakh, I.N. Smalikho, A.V. Falits, T.M. Rasskazchikova, P.N. Antokhin, M.Yu. Arshinov, B.D. Belan, S.B. Belan. Structure of aerosol fields of the atmospheric boundary layer according to aerosol and Doppler lidars during the passage of atmospheric fronts.

The paper presents the results of complex observations of the atmosphere boundary layer dynamics carried out at the site of IAO SB RAS in September 2013 with the use of remote sensing, aerosol and Doppler lidars. The structure of aerosol and wind fields in the period of internal waves buoyancy and the low-level jet streams in the boundary layer are examined.

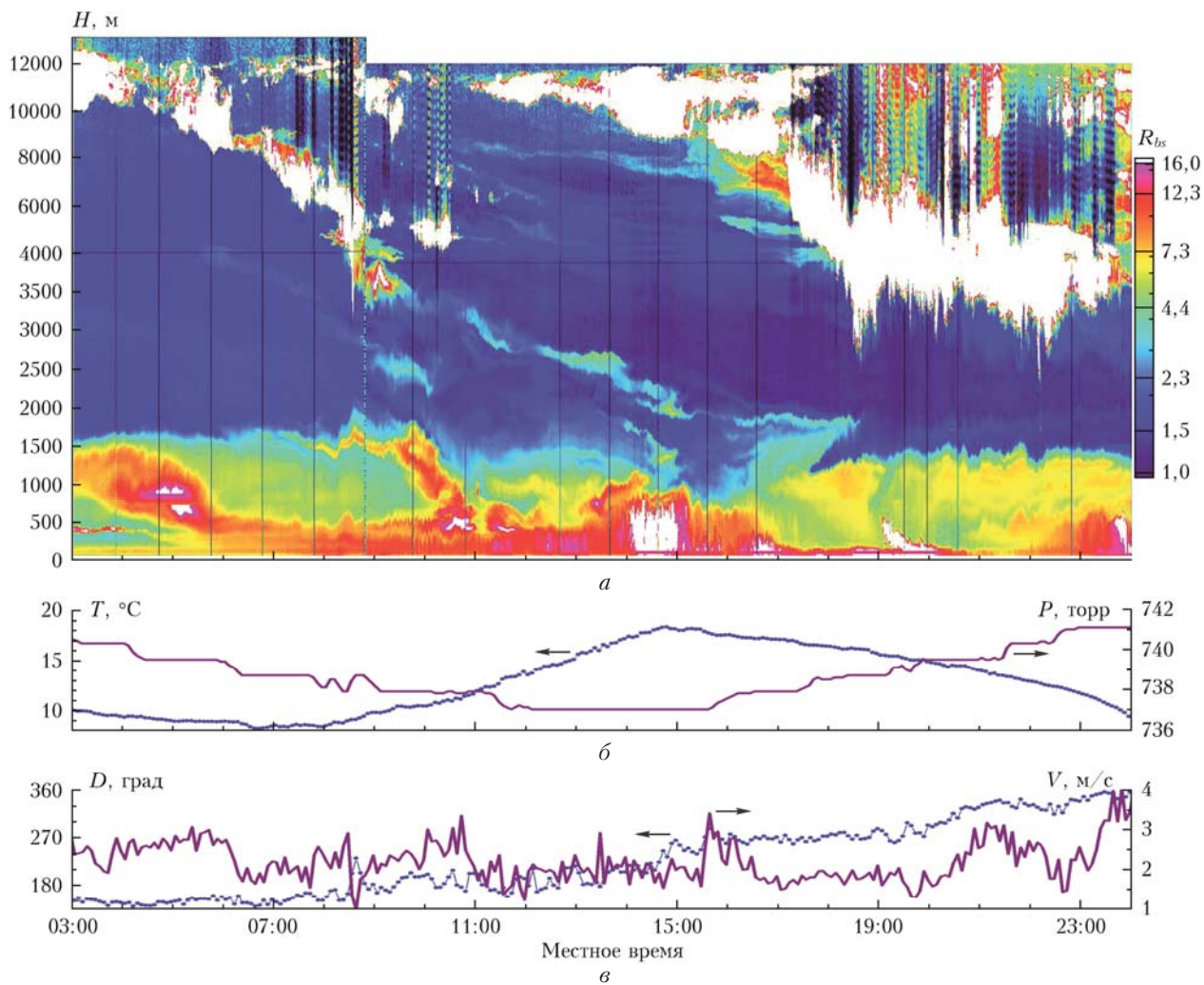


Рис. 1. Вертикальная структура аэрозольного поля 25 сентября 2013 г. *a* – сигнал лидара для длины волны 1064 нм в цветовой шкале отношения обратного рассеяния R_{bs} ; данные метеостанции: *b* – температура T и давление P ; *в* – скорость V и направление D ветра

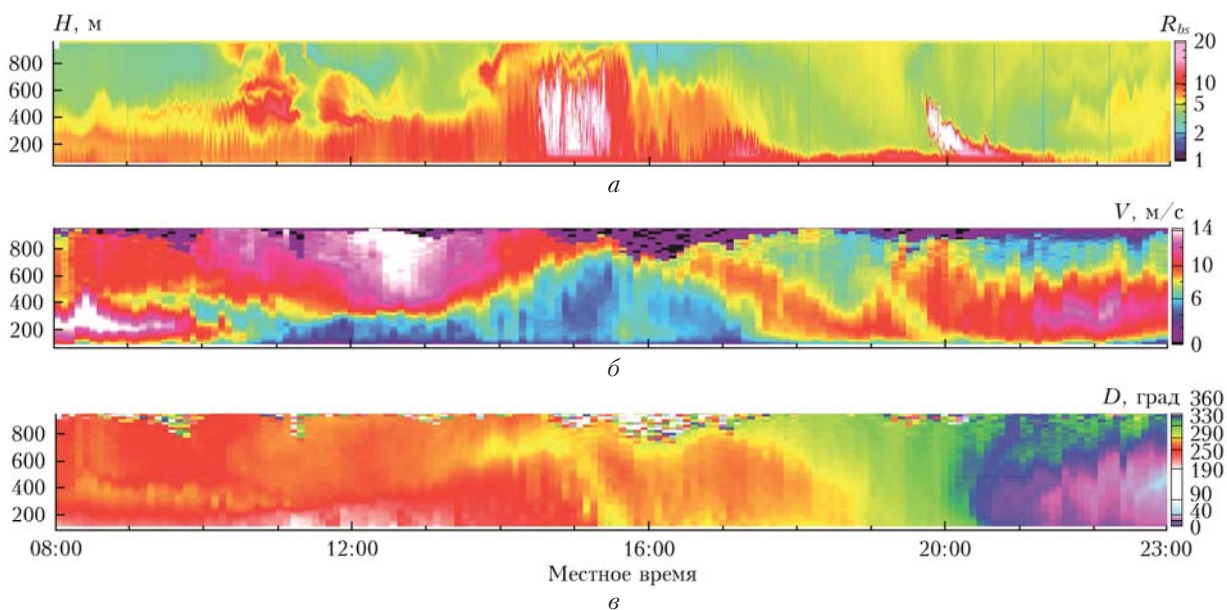


Рис. 2. Одновременная запись сигналов аэрозольного лидара (*a*) и данных доплеровского лидара: скорости V (*b*) и направления D (*в*) ветра

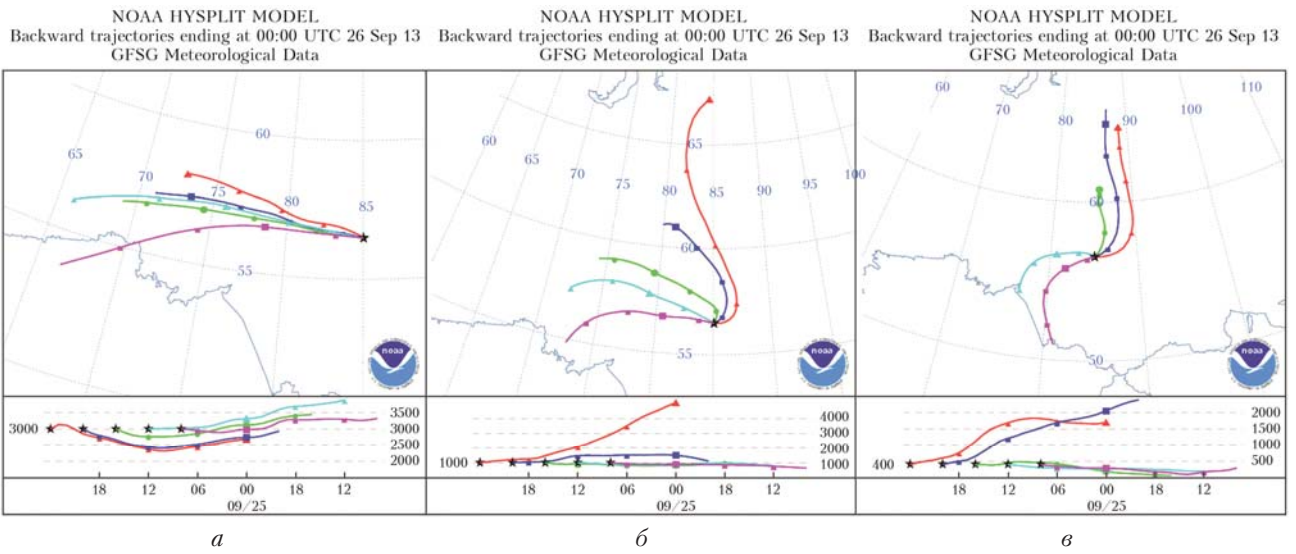


Рис. 5. Карта обратных траекторий за 25 сентября 2013 г. на высотах 3000 (*a*), 1000 (*б*) и 400 м (*в*)

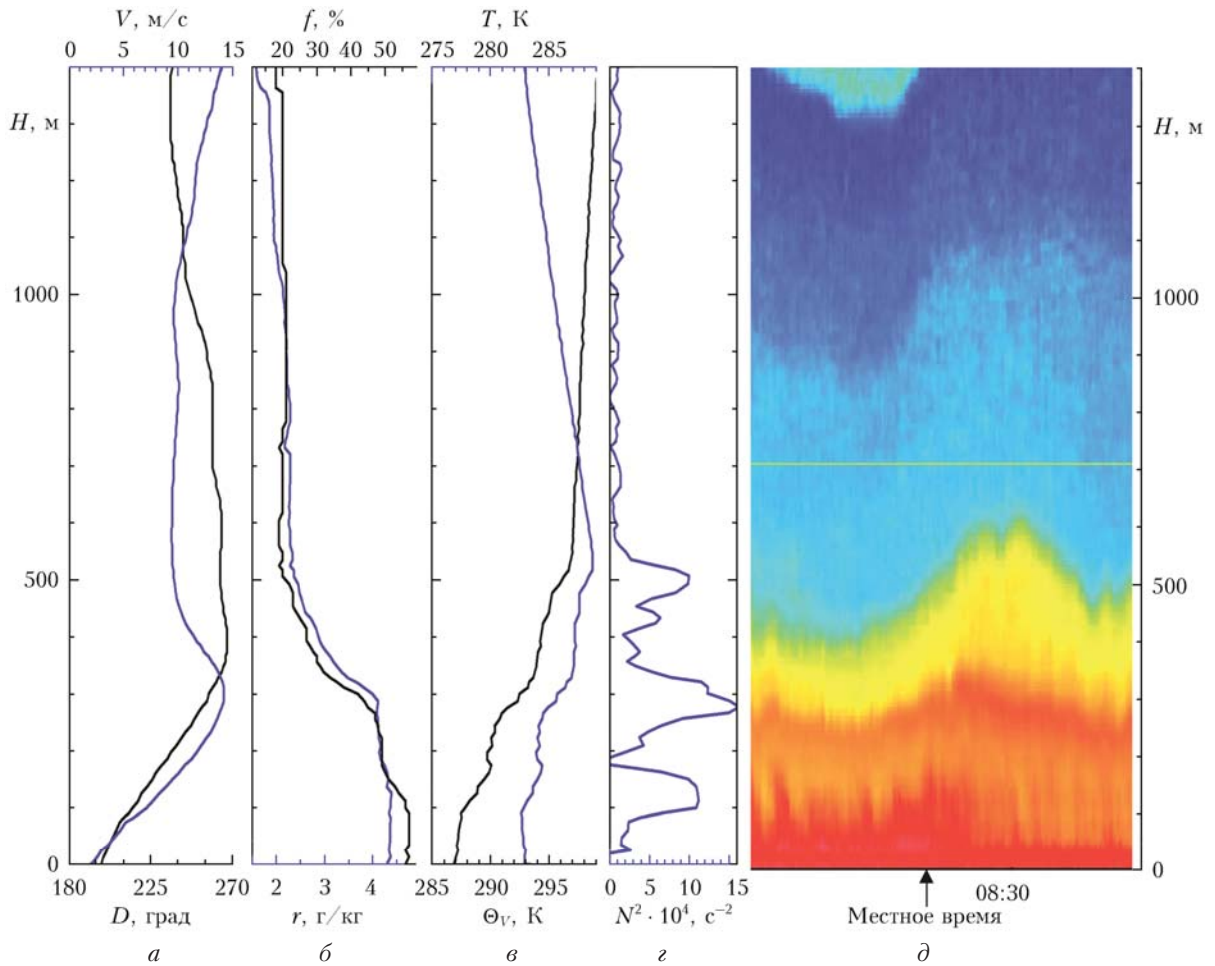
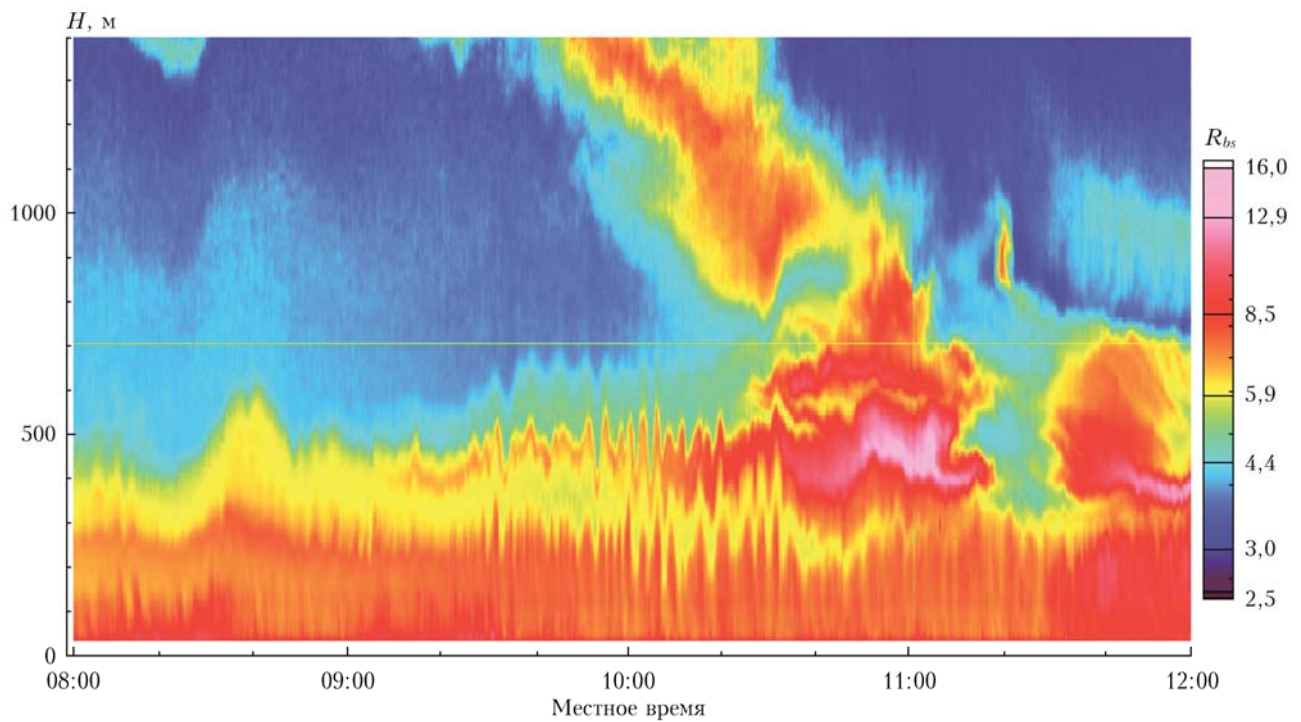
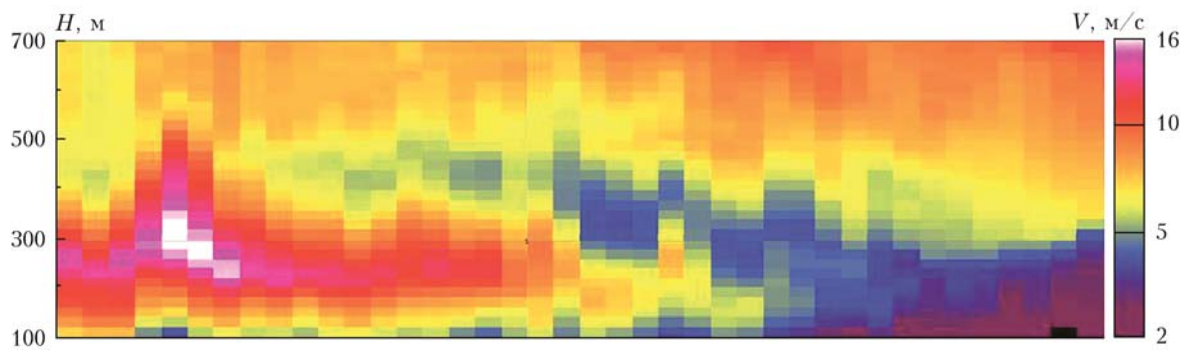


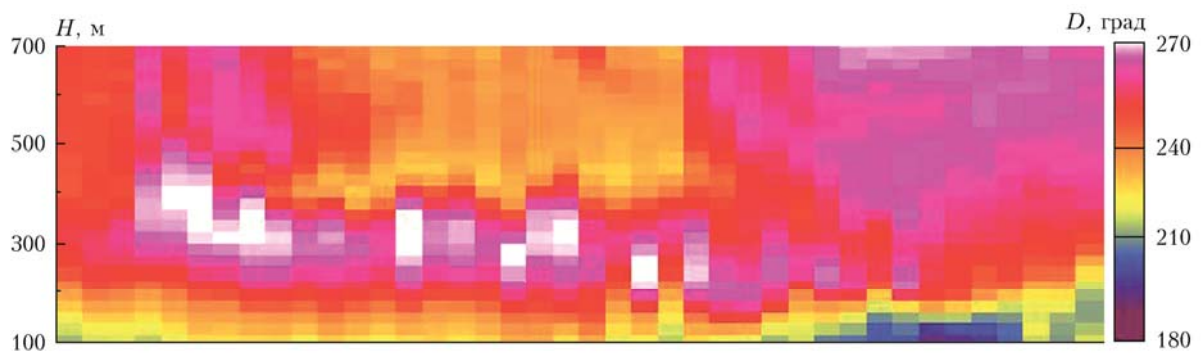
Рис. 7. Данные зондирования радиозондом (запуск в 08:30): *a* – скорость V и направление D ветра; *б* – относительная влажность f и отношение смеси водяного пара r ; *в* – температура T и виртуальная потенциальная температура Θ_V ; *г* – частота Вайсяля $N^2 = \frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial H}$, $1/\text{с}^2$; *д* – фрагмент записи аэрозольного лидара (шкалы времени и R_{bs} приведены на рис. 8)



a



b



c

Рис. 8. Запись сигналов аэрозольного лидара в шкале R_{bs} (*a*) и восстановленные по данным доплеровского лидара значения скорости (*b*) и направления (*c*) ветра

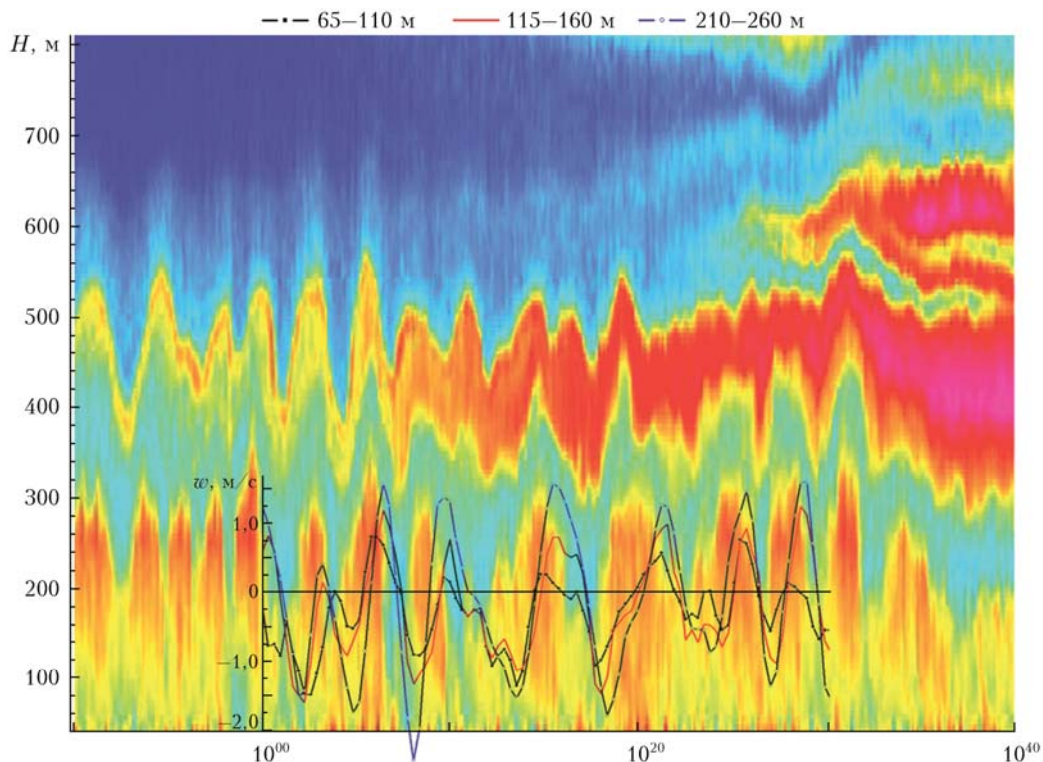


Рис. 9. Фрагмент записи аэрозольного лидара с наложенным графиком вертикального компонента скорости ветра w (м/с), измеренного содаром на различных высотах

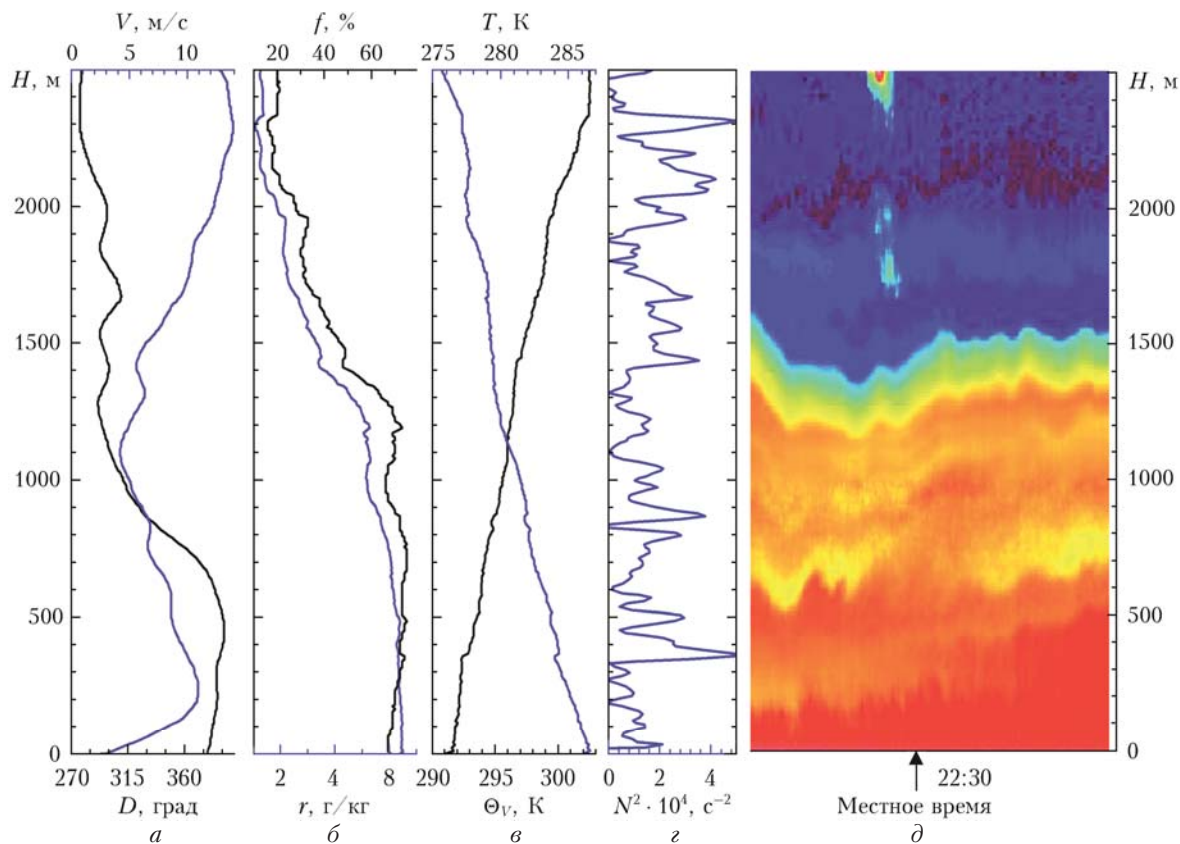


Рис. 10. Данные зондирования радиозондом (запуск в 22:30): *a* – скорость V и направление D ветра; *б* – относительная влажность f и отношение смеси водяного пара r ; *в* – температура T и виртуальная потенциальная температура Θ_v ; *г* – частота Вэйселя $N^2 = \frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial H}$, $1/c^2$; *д* – фрагмент записи аэрозольного лидара

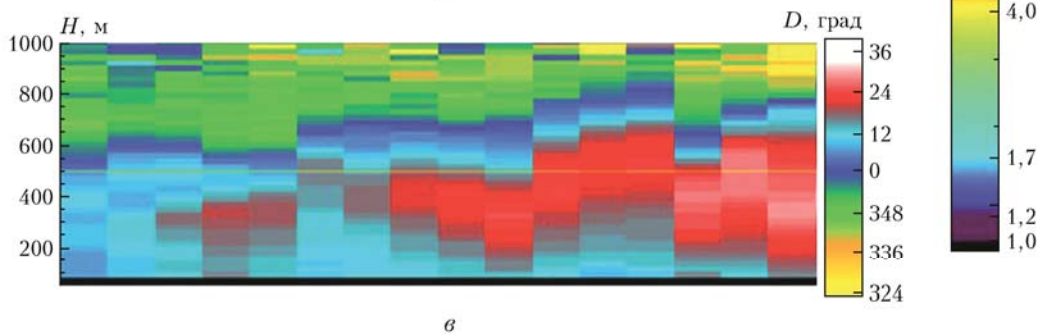
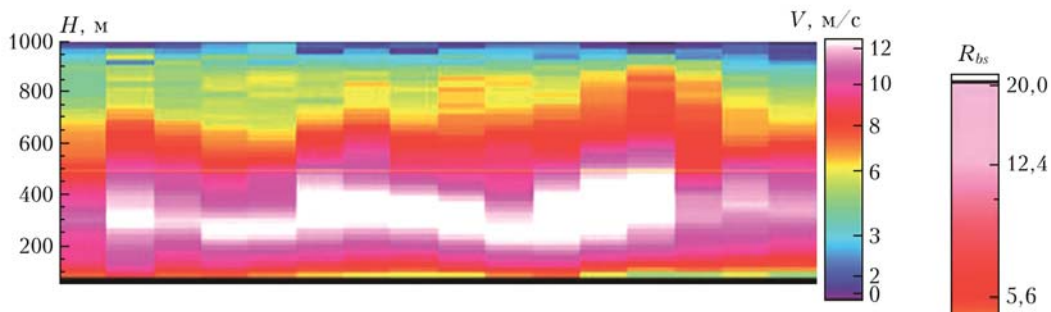
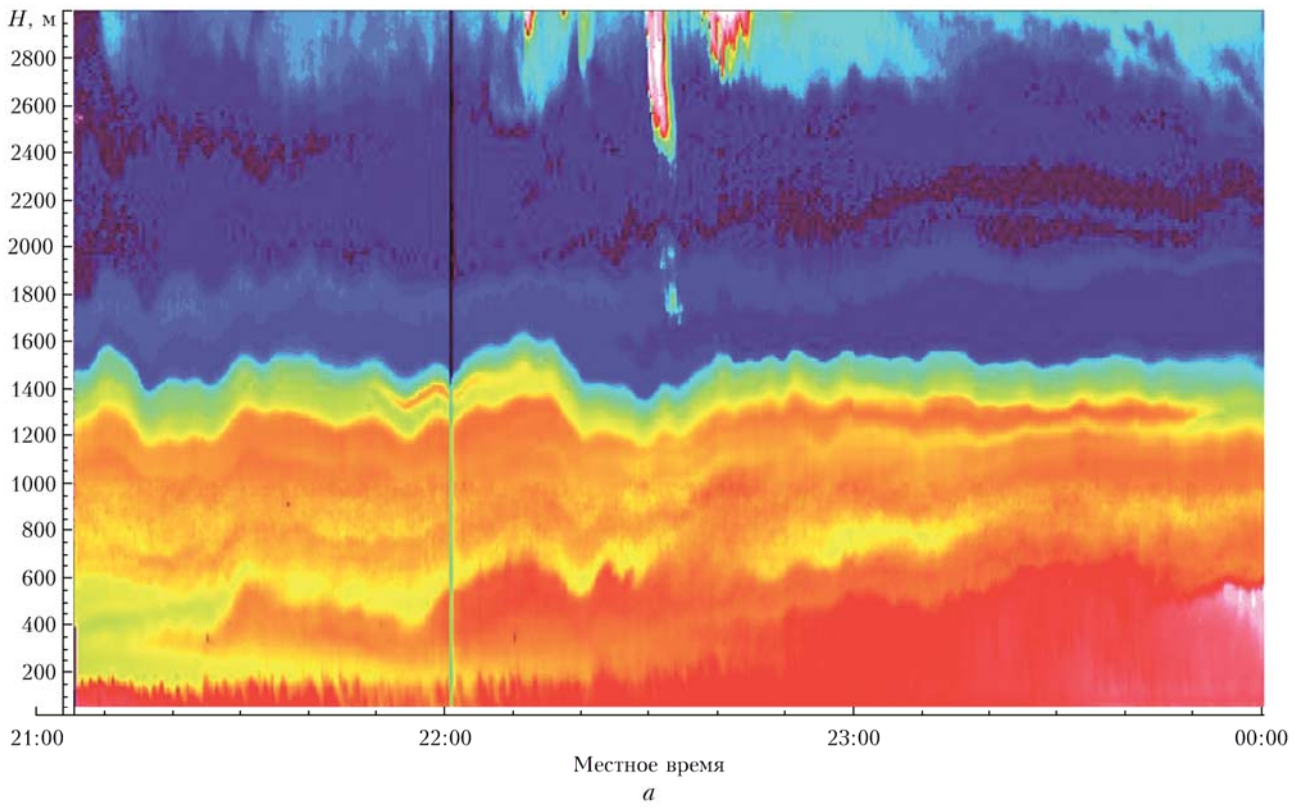


Рис. 11. Запись аэрозольного лидара (а) и восстановленные по данным доплеровского лидара значения скорости (б) и направления (в) ветра