

АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ОПТИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

УДК 551.510+551.521.3

Характеристики структуры и динамики ППС в переходной зоне «материк—океан». Часть I. Зимний период

О.А. Букин, Ю.Н. Кульчин, А.Н. Павлов, С.Ю. Столярчук, К.А. Шмирко*

*Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 5*

Поступила в редакцию 30.11.2011 г.

Приведены результаты исследования структуры и динамики планетарного пограничного слоя (ППС) атмосферы зимой в переходной зоне «материк—океан», восстановленных по результатам лидарного зондирования атмосферы. Установлены характерные параметры ППС и механизмы, формирующие его структуру и динамику. На примере 13 и 14 января 2011 г. иллюстрируются характерные особенности ППС данного региона. Приводятся значения средней высоты основного ППС, верхней границы конвективного слоя и средней высоты стабильного слоя в январе и феврале. Дается обоснование того, что наблюдаемая в ночное время развитая конвекция — это результат существования низкоуровневого струйного течения и больших значений высоты выхолаживания пограничного слоя атмосферы.

Ключевые слова: лидарное зондирование атмосферы, планетарный пограничный слой, переходная зона «материк—океан», пылевые бури; lidar sounding of the atmosphere, planetary boundary layer, transitional ocean—continent zone, dust storms.

Введение

Планетарный пограничный слой (ППС) — это самый нижний слой атмосферы, непосредственно прилегающий к поверхности Земли и отличающийся от всех остальных слоев атмосферы значительной суточной и внутрисуточной изменчивостью всех метеорологических параметров. Наиболее интенсивные процессы обмена энергией и влагой между земной (водной) поверхностью и атмосферой происходят именно в ее пограничном слое. ППС играет чрезвычайно важную роль в формировании атмосферных процессов и в настоящее время является предметом активного исследования [1–4].

Воздушные потоки, испытывая трение о неровности и шероховатости земной или морской поверхности (подстилающей поверхности), образуют турбулентные потоки, которые играют основополагающую роль в вертикальном перемешивании воздуха и переносе от подстилающей поверхности в атмосферу потоков различных субстанций — импульса, тепла, паров воды, газов и аэрозоля.

Толщина ППС, испытывая значительные временные и пространственные изменения, как правило,

находится в пределах от нескольких сотен метров до 2–3 км [5]. Высота ее верхней границы сильно зависит от природы подстилающей поверхности (суша, море) и метеорологических условий. Над морской поверхностью толщина ППС слабо изменяется со временем и в пространстве. При неизменных погодных условиях ее изменчивость не превышает 10% на расстояниях до 1000 км.

Изменения характеристик и высоты ППС в основном обусловлены синоптическими процессами, которые способствуют вертикальному переносу или адвекции воздушных масс. Над континентом структура ППС испытывает большую как пространственную, так и временную изменчивость из-за более выраженного суточного хода температуры подстилающей поверхности, пространственной неоднородности ее характеристик и орографии местности.

Как для морского, так и для континентального ППС характерно то, что увеличение атмосферного давления приводит к уменьшению толщины пограничного слоя, а в случае переходных метеорологических процессов граница ППС размывается и становится трудно различимой.

Структура ППС представляет собой многослойное образование (рис. 1).

Она включает в себя приземный слой, слой перемешивания, или конвективный слой, слой вовлечения, стабильный ночной слой и остаточный слой.

* Олег Алексеевич Букин (o_bukin@mail.ru); Юрий Николаевич Кульчин (director@iacr.dvo.ru); Андрей Николаевич Павлов (anpavlov@iacr.dvo.ru); Сергей Юрьевич Столярчук (systolar@mail.ru); Константин Александрович Шмирко (shmirko.konstantin@gmail.com).

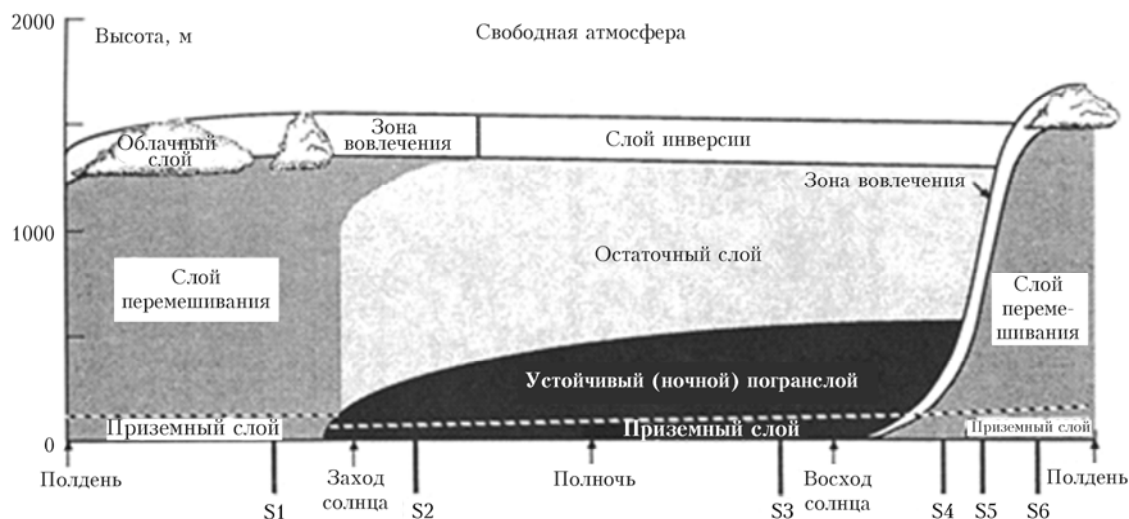


Рис. 1. Схема суточного развития пограничного слоя атмосферы [1]

Существует несколько подходов к определению высоты ППС. Метеорологические способы определения высоты ППС основаны на комплексном анализе высотного поведения метеорологических характеристик, таких как потенциальная температура $\theta(z)$, влажность $RH(z)$, скорость $V(z)$ и направление ветра $\sigma(z)$. В общем случае на границе ППС метеорологические характеристики имеют характерный скачок.

Существуют и модельные оценки высоты ППС, входными параметрами которых являются метеорологические величины. Одна из них основана на расчете высотного поведения числа Ричардсона:

$$\theta(z) = \frac{gz[\theta_v(z) - \theta_{v1}]}{\theta_{v1}V^2(z)}, \quad (1)$$

где $\theta_v(z)$ — виртуальная потенциальная температура, θ_{v1} — ее значение на нижнем уровне в районе 30 м над поверхностью Земли; g — ускорение свободного падения; $V(z)$ — скорость ветра. Виртуальная потенциальная температура входит в число стандартных метеорологических параметров, определяемых по результатам аэрологического зондирования.

Верхняя граница ППС определяется по формуле (1) по достижении числа Ричардсона некоторого порогового значения. Во многих работах используется интервал величин 0,2–0,25. Численный метод определения высоты ППС по числу Ричардсона используется в Дании в модели атмосферы для реагирования на чрезвычайные ситуации (Danish Emergency Response Model of the Atmosphere) [6].

В практике определения высоты ППС по данным лидарного зондирования наиболее часто используются методы, основанные на анализе производной от скорректированного на расстояние лидарного сигнала и поиске области, где сигнал испытывает максимальные вариации. К ним относятся: градиентный метод [7–10] и его модификация — метод логарифмической производной [11]; метод точки перегиба [12] и вариационный [13, 14].

Вышеперечисленные методы исходят из предположения, что основная масса аэрозоля сосредоточена в ППС и на его границе должен наблюдаться резкий спад концентрации аэрозольных частиц с одновременным повышением ее вариабельности. Такое высотное поведение концентрации аэрозоля, соответствующим образом отражающееся в виде резкого спада сигнала обратного рассеяния на границе ППС, предоставляет удобный способ определения высоты ППС так называемым градиентным методом [4, 7–10], в котором высота верхней границы пограничного слоя соответствует глобальному минимуму первой производной сигнала обратного рассеяния:

$$h_{gr} = \min_z \frac{dS}{dz}. \quad (2)$$

Здесь $S(z)$ — скорректированный на квадрат расстояния сигнал обратного рассеяния; h_{gr} — высота планетарного пограничного слоя, рассчитанная по градиентному методу.

Следует отметить, что высота пограничного слоя в формуле (2) — лишь одна из характеристик ППС, отражающая его динамику в различных пространственных и временных масштабах. Лидарные методы могут быть использованы для более полного и детального исследования внутренней структуры ППС по высотному поведению оптических характеристик аэрозоля, таких как коэффициенты ослабления и обратного рассеяния [15]. В настоящей статье анализируются результаты зимней серии экспериментов по лидарному зондированию ППС в переходной зоне «материк–океан», состоящей из 236 серий непрерывных измерений интенсивности сигнала обратного рассеяния и покрывающих 16 дней (153 серии) в январе и 19 дней (39 серий) в феврале. Всего за этот период было получено 20339 вертикальных профилей сигнала обратного рассеяния. Для того чтобы сократить мертвую зону вертикального зондирования, измерения проводились по наклонной трассе с зенитным углом 60°.

Ниже приводятся анализ характерных особенностей структуры и динамики ППС в зимнее время и их иллюстрация на примере отдельных событий.

Структура и динамика ППС в зимний период

В зимний период атмосфера Приморского края находится под доминирующим влиянием континентальных воздушных масс, формирующихся в обширной области азиатского антициклона. Континентальные воздушные массы сибирского очага антициклона характеризуются низкими значениями температуры и влажности, наличием ярко выраженных приземных температурных инверсий. Под инверсиями оседания (в антициклоне) скапливаются пыль, сажа и другие атмосферные частицы, переносимые внутри ППС.

Континентальный воздух южной периферии сибирского антициклона (Монголия, Китай) более теплый и при вторжении на морские акватории и прилегающие территории он постепенно трансформируется в умеренный морской воздух. Движение континентальных воздушных масс в сторону океана создает зимний муссон с сильными западными и северо-западными ветрами и резкими понижениями температуры воздуха [16]. С приходом воздушных масс из районов Китая и Монголии в атмосферу Приморского края поступает большое количество антропогенного аэрозоля из промышленных районов Северо-Восточного Китая и пылевого – из аридных районов Монголии и Северного Китая.

Несмотря на то что наиболее интенсивные пыльные бури в Азии регистрируются в весенний период с марта по май, в зимний период 2011 г. (январь и февраль) в атмосфере Владивостока было

зарегистрировано более 10 эпизодов переноса пылевого аэрозоля. В качестве идентификационных признаков пылевого аэрозоля использовались характерные величины степени деполяризации ($\delta \sim 30\%$) [17–24] и результаты обратного траекторного анализа переноса воздушных масс, подтверждающие прохождение траекторий вблизи аридных районов. Один из типичных примеров регистрации пылевого выноса 13.01.2011 г. и его воздействие на верхние слои ППС показаны ниже на рис. 2–4.

Зондирование атмосферы проводилось с 8:00 по 24:00 местного времени с небольшими перерывами. На рис. 2 приведены вертикальные профили лидарного сигнала, степени деполяризации лазерного излучения аэрозолем и температуры в стандартное метеорологическое время аэрологического зондирования – 0:00 UTC, которое в зимний период соответствует 10:00 местного времени. Поскольку солнце в этот день взошло 09:43, то вертикальный профиль лидарного сигнала на рис. 2, *a* практически отражает структуру стабильного ночного ППС. Точками на вертикальном профиле выделены высоты структурных элементов, определенные по градиентному методу.

Нижний интервал высот от 0 до 370 м занимает внутренний ночной слой. Его верхней границе соответствует первый (нижний) локальный минимум на кривой производной от лидарного сигнала. Второй локальный минимум определяет высоту внутреннего ПС, которая на данный момент времени равна 950 м. И наконец, верхняя граница основного ППС расположена на высоте 1400 м. Вертикальный профиль степени деполяризации также отражает эти структурные элементы ППС, изменяя свои значения в районе этих высот.

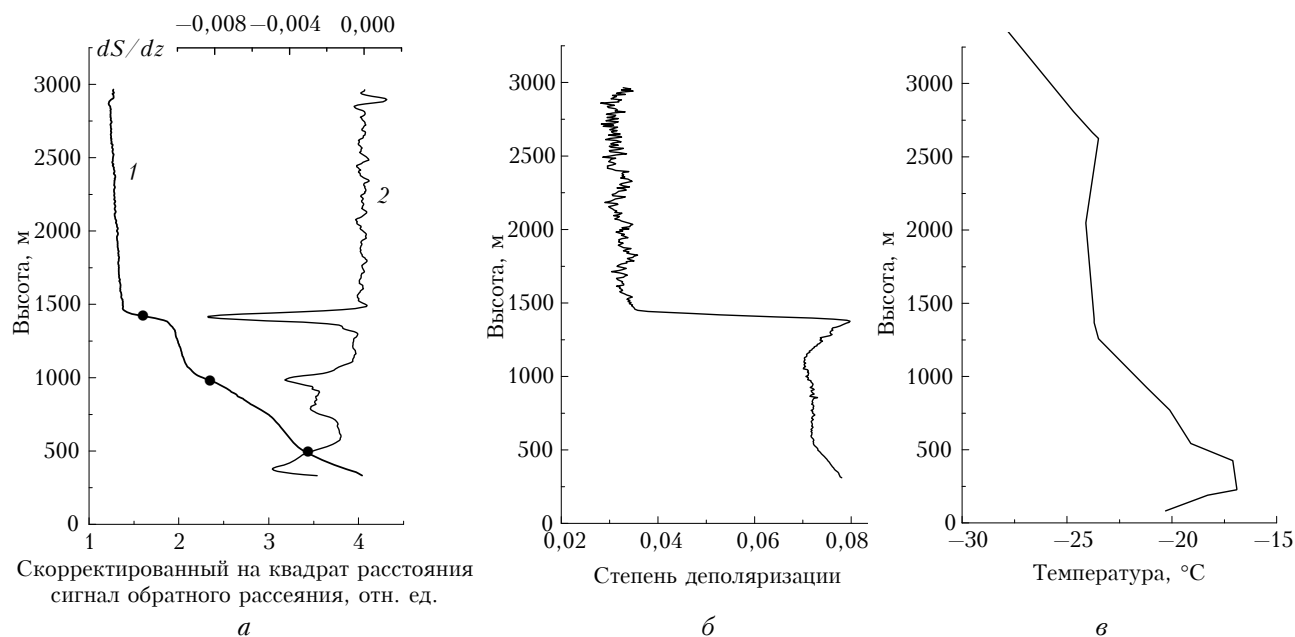


Рис. 2. Вертикальные профили: *a* – сигнала обратного рассеяния (1), скорректированного на расстояние, и его производной (2); *б* – степени деполяризации; *в* – температуры

Обратный траекторный анализ движения воздушных масс показывает, что на уровне ППС и свободной тропосферы атмосфера находилась под влиянием воздушных масс, пришедших из Центральной Сибири. Заметим, что величина степени деполаризации в средней части внутреннего пограничного слоя соответствует среднестатистическому значению ($\delta = 8\%$) при северо-западном переносе воздушных масс.

Первые признаки присутствия аэрозоля в свободной тропосфере были обнаружены в 17:45 в виде слабо различимых аэрозольных образований на уровне 6 и 3 км (рис. 3). С течением времени пылевой слой снижался и к концу суток полностью лег поверх внутреннего ПС, не пересекая его границы. То, что атмосферный аэрозоль не проник

во внутренний ПС, подтверждает поведение массовой концентрации атмосферного аэрозоля в приземном слое во время проведения лидарных исследований, значения которой находились в пределах своего среднего за сутки значения ($56,2 \pm 27,5$) мкг/л.

Траекторный анализ движения воздушных масс показывает, что перенос воздуха к 17:00 местного времени сменился с северо-западного на западный, а его траектории на уровнях регистрации аэрозоля в свободной тропосфере проходят через территорию Монголии (рис. 3, *з*). Степень деполаризации, близкая к 30%, говорит о принадлежности аэрозольных частиц к пылевому аэрозолю. На рис. 3, *б*, *в* приведены вертикальные профили аэрозоль-молекулярного отношения и степени деполаризации.

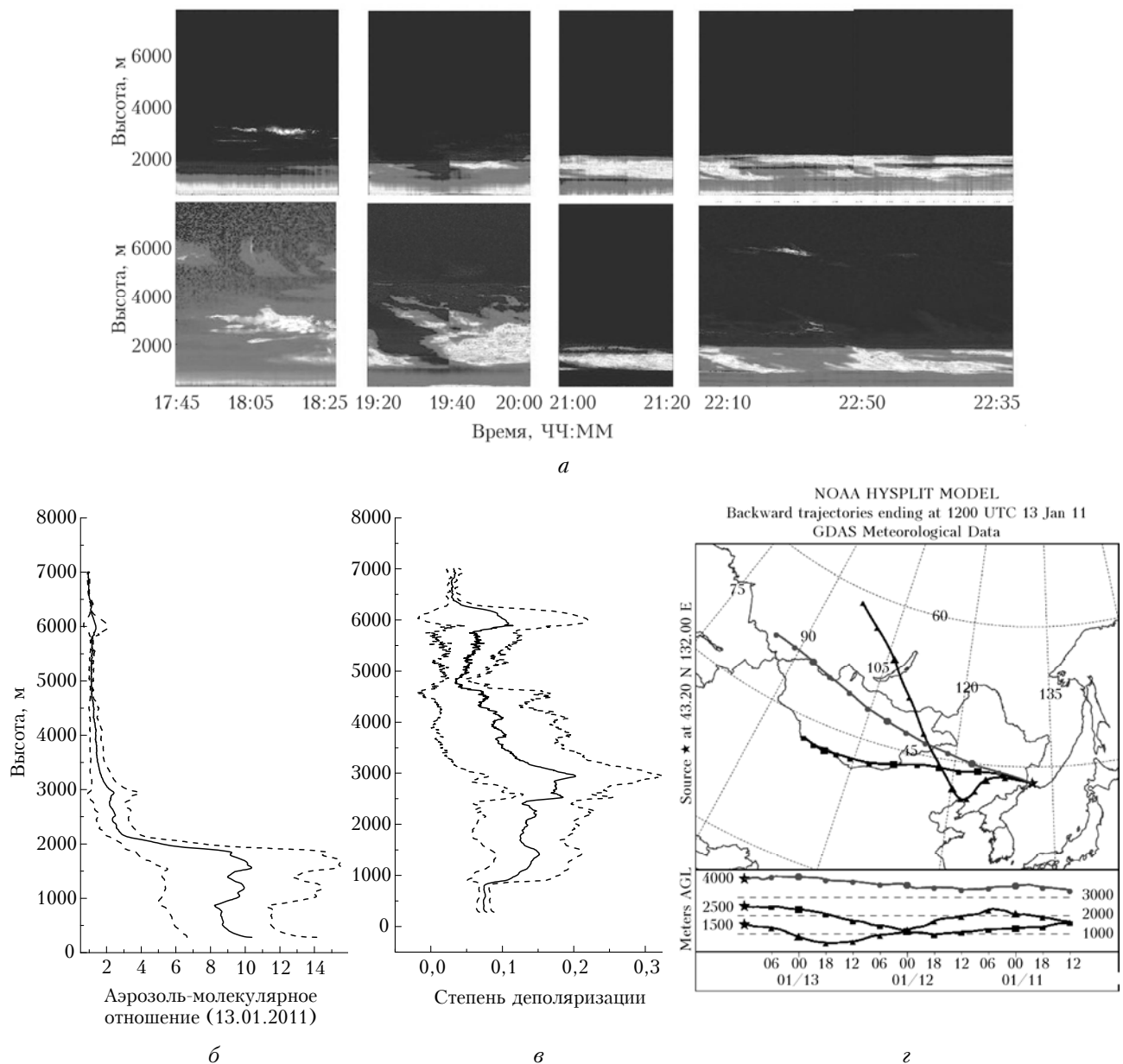


Рис. 3. Результаты зондирования атмосферы 13.01.2011 г.: *а* – временная развертка сигнала обратного рассеяния на длине волны 532 нм (верхняя часть) и степени деполаризации (нижняя часть); *б* – среднесуточное значение аэрозоль-молекулярного отношения \pm СКО; *в* – степень деполаризации \pm СКО; *з* – траектории движения воздушных масс

Аэрозоль-молекулярное отношение испытывает высокую изменчивость в области высот основного ППС и внутреннего ПС, характеризуя дневную изменчивость характеристик аэрозоля и поступление пылевого аэрозоля в верхние слои ППС. Вариации степени деполяризации, отражая степень несферичности аэрозоля, захватывают только диапазон распространения пылевого аэрозоля. Если судить по ним о степени проникновения пылевого выноса внутрь ППС, то можно заметить, что пылевой аэрозоль в основной своей массе осел на верхней границе внутреннего ПС, не проникая внутрь. Оценка границ пылевого выноса по границам повышенной степени деполяризации и расчет средневзвешенной высоты светорассеивающего слоя позволяют проследить динамику пылевого аэрозоля и выполнить оценку скорости его осаждения (рис. 4, а):

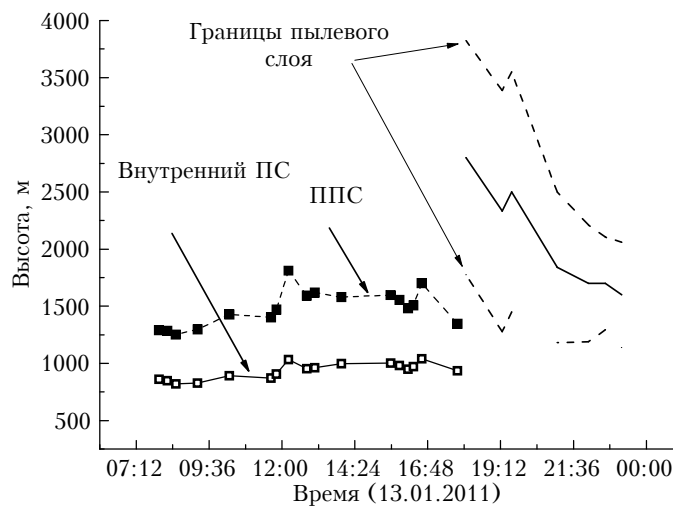
$$M_0 = \int_{h_1}^{h_2} \beta_a(z) dz;$$

$$H = \frac{1}{M_0} \int_{h_1}^{h_2} \beta_a(z) z dz, \quad (3)$$

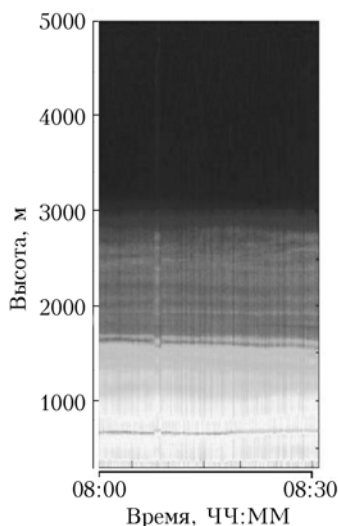
$$\Delta H = \sqrt{\frac{1}{M_0} \int_{h_1}^{h_2} [\beta_a(z)(z - H)^2] dz}.$$

Здесь M_0 – нулевой статистический момент, по значению которого легко определить оптическую толщину слоя и средний по слою коэффициент обратного рассеяния аэрозолем; H – первый статистический момент, определяющий средневзвешенную высоту светорассеивающего слоя; ΔH – второй статистический момент, определяющий полуширину слоя; h_1 и h_2 – нижняя и верхняя границы слоя; β_a – вертикальный профиль коэффициента обратного аэрозольного рассеяния.

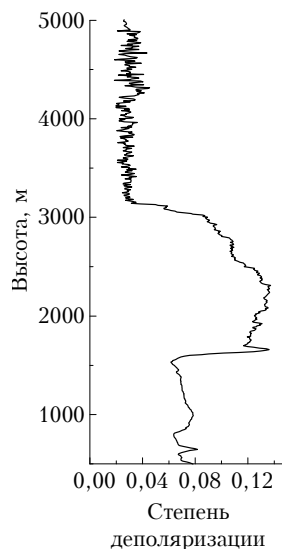
Расчет скорости опускания аэрозольного слоя дает 6 см/с при скорости опускания воздушных



а



б



в



г

Рис. 4. Динамика ППС и пылевого выноса 13.01.2011 г., результаты зондирования 14.01.2011 в 8:00 ч местного времени (а); временная развертка скорректированного на расстояние лидарного сигнала ($\lambda = 532$ нм) (б); вертикальный профиль степени деполяризации рассеянного зондирующего излучения (в); вертикальный профиль температуры (г)

масс в антициклоне 3 см/с (рассчитано по скорости опускания инверсии оседания за 12 ч – с 12.01.2011 12:00 UTC по 13.01.2011 00:00 UTC).

Влияние пылевого выноса сказалось и на формировании ночного основного ППС. Результаты зондирования утром 14 января за 2 ч до восхода солнца показали, что высота ППС увеличилась в 1,5 раза по отношению к вечерней, а в структуре ППС отчетливо просматривается слой с повышенной степенью деполяризации (рис. 4, б, в). Уменьшение степени деполяризации пылевого аэрозоля до $\delta = 12\%$ может быть объяснено изменением формы аэрозольных частиц при их конденсационном росте в ночное время.

Одной из особенностей климата Приморского края является то, что его атмосфера большую часть зимнего времени находится под влиянием антициклонов, формирующих инверсии оседания, которые оказывают значительное влияние на высоту ППС, вертикальное распределение метеорологических характеристик и характеристики аэрозоля. На аэрологических данных вертикального профиля температуры в утренние часы 14 января присутствует слой температурной инверсии непосредственно над верхней границей основного ППС (рис. 4, з).

Ветры зимнего муссона также оказывают значительное влияние на характеристики ППС. Ветровой режим прибрежной зоны имеет свои особенности, которые проявляются в усилении ветров определенных направлений. Так, наличие вытянутой с юга на север долины р. Раздольное, ограниченной с запада и востока горными системами Восточной Маньчжурии и Сихотэ-Алиня, способствует резкому усилению северных и северо-западных ветров при их выходе на морскую акваторию. При этом вертикальный профиль ветра приобретает признаки низкоуровневого струйного течения (рис. 5, б), что в зимний период времени наблюдается в 80% случаев ежедневных аэрологических измерений.

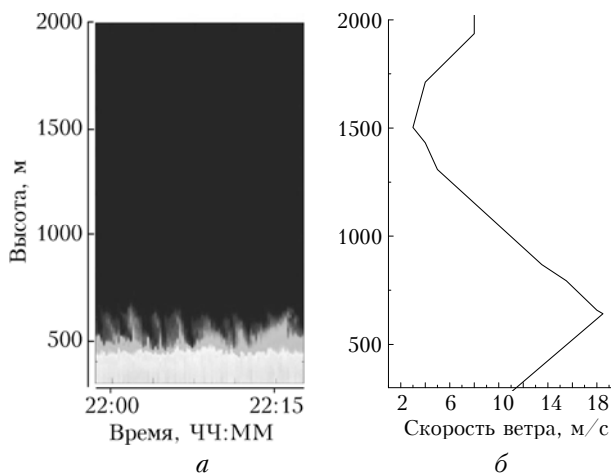


Рис. 5. Результаты зондирования ночного ПС: а – временная развертка скорректированного на расстояние лидарного сигнала ($\lambda = 532$ нм); б – вертикальный профиль скорости ветра

Поскольку в зимний период и повторяемость северных ветров достигает 80% [16], то мезомас-

штабные струйные течения, работая как струйный насос, обеспечивают основной механизм динамической турбулентности ППС и определяют среднестатистическую высоту ППС, особенно в ночное время. Эта особенность ветрового режима проявляется в том, что средние значения высоты зимнего ночного слоя значительно превосходят характерные высоты летнего ночного ППС.

На рис. 5, а приведены типичные для зимнего времени результаты ночного зондирования, на которых отчетливо видны «аэрозольные факелы», достигающие оси струйного течения и свидетельствующие о развитой динамической турбулентности в области ночного пограничного слоя. Высокая повторяемость низкоуровневых струйных течений приводит к тому, что среднестатистические значения высоты выхолаживания атмосферы в ночное время за счет динамического механизма турбулентного перемешивания значительно превышают значения, характерные для континентальных равнинных районов Сибири.

На рис. 6 приведены графики «разностной» температуры (утро–вечер) для Владивостока и Новосибирска, из которых видно, что в январе среднестатистическая высота выхолаживания атмосферы на юге Приморья почти в 2 раза выше, чем в равнинной области Западной Сибири.

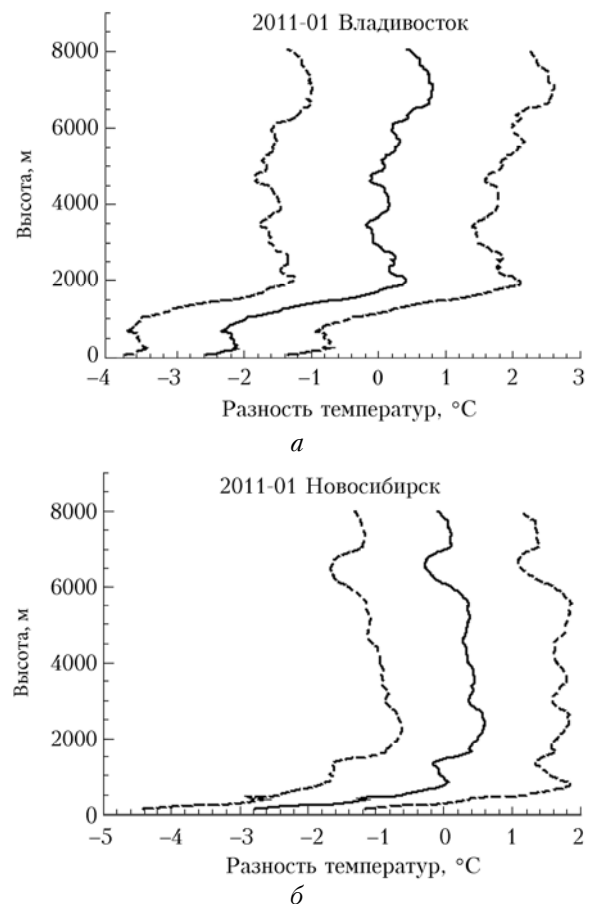


Рис. 6. Профиль среднего изменения температур за ночь по данным аэрологического зондирования в январе 2011 г.: а – во Владивостоке; б – в Новосибирске

Заклучение

В течение зимнего периода (январь и февраль месяцы) проведено 35 экспериментов по изучению суточной изменчивости характеристик ППС. На основании полученных данных можно сделать следующие выводы.

1. Общее содержание аэрозоля в зимний период внутри основного ППС определяется континентальным аэрозодем.

2. Средняя высота основного ППС для безоблачных дней января и февраля находится в интервале высот (1400 ± 530) м.

3. Верхняя граница внутреннего конвективного слоя (безоблачные дни) в максимальной фазе развития достигает высот (880 ± 270) м.

4. В ночное время средняя высота стабильного слоя составляет (336 ± 65) м.

5. Развитая динамическая конвекция в ППС в ночное время зимой обуславливается наличием низкоуровневого струйного течения.

Работа выполнена при поддержке грантов № 16.552.11.7019 и 16.518.11.7050 Министерства образования и науки Российской Федерации. Исследования выполнялись на оборудовании, уникальных стендах и установках Центра коллективного пользования «Лазерные методы исследования конденсированных сред, биологических объектов и мониторинга окружающей среды» Института автоматики и процессов управления Дальневосточного отделения РАН при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации.

1. *Балин Ю.С., Ершов А.Д., Пеннер И.Э.* Лидарные корабельные исследования аэрозольных полей в атмосфере оз. Байкал. Часть 1. Продольные разрезы // *Оптика атмосф. и океана.* 2003. Т. 16, № 5–6. С. 438–446.
2. *Балин Ю.С., Ершов А.Д., Пеннер И.Э.* Лидарные корабельные исследования аэрозольных полей в атмосфере оз. Байкал. Часть 1. Поперечные разрезы // *Оптика атмосф. и океана.* 2003. Т. 16, № 7. С. 587–597.
3. *Kovalev V.A.* Elastic Lidar: Theory, Practice and Analysis methods. New Jersey: Wiley-Interscience, 2004. 619 p.
4. *Santacesaria V., Marengo F., Balis D., Papayannis A., Zerefos C.* Lidar observations of the planetary boundary layer above the city of Thessaloniki, Greece // *Il Nuovo Cimento C.* 1998. V. 21, N 6. P. 585–595.
5. *Stull R.B.* An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht; Boston; London: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.
6. *Sorensen J.H., Rasmussen A., Svensmark H.* Forecast of atmospheric boundary layer height utilized for ETEX real-time dispersion modelling // *Phys. Chem. Earth.* 1996. V. 21, iss. 5–6. P. 435–439.
7. *Endlich R., Ludwig E., Uthe E.* An automatic method for determining the mixed depth from lidar observations // *Atmos. Environ.* 1979. V. 13, iss. 7. P. 1051–1056.
8. *Flamant C., Pelon J., Flamant P.H., Durand P.* Lidar determination of the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary layer // *Boundary-Layer Meteorol.* 1997. V. 83, N 2. P. 247–284.

9. *Hayden K.L., Anlauf K.G., Hoff R.M., Strapp J.W., Bottenheim J.W., Wiebe H.A., Froude F.A., Martin J.B., Steyn D.G., McKendry I.G.* The Vertical Chemical and Meteorological Structure of the Boundary Layer in the Lower Fraser Valley during Pacific 93 // *J. Atmos. Environ.* 1997. V. 31, N 14. P. 2089–2105.
10. *Самойлова С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э.* Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 2. Вертикальное распределение оптических характеристик аэрозоля в видимом диапазоне // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 12. С. 1123–1134.
11. *Sicard M., Pérez C., Rocadenbosch F., Baldasano J.M., Garcia-Vizcaino D.* Mixed-Layer Depth Determination in the Barcelona Coastal Area From Regular Lidar Measurements: Methods, Results and Limitations // *Boundary-Layer Meteorol.* 2006. V. 119, N 1. P. 135–157.
12. *Menut L., Flamant C., Pelon J., Flamant P.H.* Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area // *Appl. Opt.* 1999. V. 38, iss. 6. P. 945–954.
13. *Hooper W.P., Eloranta E.W.* Lidar measurements of wind in the planetary boundary layer: the method, accuracy and results from joint measurements with radiosonde and Kyttoon // *J. Appl. Meteorol.* 1986. V. 25, iss. 7. P. 990–1001.
14. *Piironen A.K., Eloranta E.W.* Convective Boundary Layer Mean Depths, Cloud Base Altitudes, Cloud Top Altitudes, Cloud Coverages, and Cloud Shadows Obtained from Volume Imaging Lidar Data // *J. Geophys. Res. D.* 1995. V. 100, N 12. P. 25569–25576.
15. *Atmosphere aerosol and ozone monitoring in CIS region through lidar network (CIS-LiNet) Final Project Technical Report.* ISTC Project No B-1063, 30.11.2007. 49 p.
16. *Дашко Н.А.* Курс лекций по синоптической метеорологии. Владивосток: Дальневосточный государственный университет, 2005. 200 с.
17. *Sakai T., Nagai T., Nakazato M., Mano Y., Matsuura T.* Ice clouds and Asian dust studied with lidar measurements of particle extinction-to-backscatter ratio, particle depolarization, and water-vapor mixing ratio over Tsukuba // *Appl. Opt.* 2003. V. 42, iss. 36. P. 7103–7116.
18. *Liu Z., Sugimoto N., Murayama T.* Extinction-to-backscatter ratio of Asian dust observed with high-spectral-resolution lidar and Raman lidar // *Appl. Opt.* 2002. V. 41, iss. 15. P. 2760–2767.
19. *Kim S.-W., Kim M.-H., Yoon S.-C., Sugimoto N.* Extinction-to-Backscatter ratio of Asian dust observed with a combined Raman elastic-backscatter lidar in Seoul, Korea // *Goldschmidt 2011.* Prague, Czech Republic, 14–19 August, 2011.
20. *Su L., Toon O.B.* Saharan and Asian dust: similarities and differences determined by CALIPSO, AERONET, and a coupled climate-aerosol microphysical model // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11, iss. 7. P. 3263–3280.
21. *Wei H., Koga R., Yokibe K., Wada O., Toyota Y.* Depolarization properties of Asian dust (KOSA) measured by LIDAR in Okayama in the spring of 1998 // *Memoirs of the Faculty of Engineering, Okayama University.* 2000. V. 34, N 1, 2. P. 27–37.
22. *Asian Dust Network (AD-Net).* Asian Dust Network (AD-Net). [Online] February, 2001. [Cited: 08. 11. 2011.] <http://www-lidar.nies.go.jp/AD-Net/>
23. *Chen W.N., Tsai F.J., Chou C.K., Chang S.Y., Chen T.K., Chen J.-P.* Optical properties of Asian Dust measured by

Raman Lidar at Taipei, Taiwan // The 23rd International Laser Radar Conference (ILRC23), 2006. July 24–28, Nara City, Japan.
24. *Iwasaka Y., Shi G.-Y., Kim Y.S., Matsuki A., Troch-
kine D., Zhang D., Yamada M., Nagatani T., Naga-*

tani M., Shen Z. Pool of dust particles over the Asian continent: balloon-borne optical particle counter and ground-based lidar measurements at Dunhuang, China // *Environ. Monit. and Assess.* 2004. V. 92, N 1–3. P. 5–24.

O.A. Bukin, Yu.N. Kulchin, A.N. Pavlov, S.Yu. Stolyarchuk, K.A. Shmirko. **Characteristics and dynamics of the boundary layer structure in the “land–ocean” zone. Part 1. Winter period.**

This work contains results connected with boundary layer structure and dynamics investigation in Far East ocean-continent zone in wintertime by means of aerosol lidar. Mean values of PBL height, top of the convective layer, and mean height of the nocturnal layer are presented. Special attention is paid to the analysis and explanation of well-developed convection in nocturnal boundary layer. It was found that it is due to low-level jet stream and higher cooling heights values in Far East than at other locations.