

Аэрокосмический мониторинг дымового аэрозоля на европейской части России в период массовых пожаров лесов и торфяников в июле–августе 2010 г.

С.А. Ситнов, Г.И. Горчаков, М.А. Свириденков, И.А. Горчакова,
А.В. Карпов, А.Б. Колесникова*

*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 3*

Поступила в редакцию 20.03.2012 г.

На основе наблюдений аэрозольной оптической толщи (АОТ) и действующих пожаров спутниковыми приборами MODIS, а также данных сетевого аэрологического радиозондирования проведен анализ пространственно-временной эволюции дымового аэрозоля на европейской территории России (ЕТР) в период массовых пожаров лесов и торфяников летом 2010 г. Выявлена связь структурных особенностей области дымового загрязнения с процессами крупномасштабной динамики. Подробно описана эволюция пятна дымового аэрозоля в столичном регионе. Рассчитаны статистические характеристики вариаций величин АОТ над ЕТР в период пожаров. Получены оценки содержания дымового аэрозоля в толще атмосферы. Исследованы радиационные эффекты задымления атмосферы региона. Представлены временная эволюция среднерегионального коротковолнового радиационного форсинга дымового аэрозоля на верхней и нижней границах атмосферы, а также пространственное распределение локальных величин аэрозольного форсинга в период максимального задымления ЕТР. Выявлена статистически значимая связь диагностируемого прибором MODIS количества действующих пожаров со скоростью и направлением ветра. Проведена валидация данных АОТ MODIS данными ст. Звенигород сети AERONET.

Ключевые слова: природные пожары, дымовой аэрозоль, аэрозольная оптическая толщина, MODIS, радиационные эффекты, эволюция дымового облака; wild fires, smoke, aerosol optical depth, MODIS, radiative effects, evolution of the smoke plume.

Введение

Обширный и продолжительный антициклон, установившийся на европейской территории России (ЕТР) летом 2010 г., блокировал западный перенос воздушных масс и способствовал развитию аномалий термического и гидрологического режимов региона, приведших к засухе, массовым пожарам лесов и торфяников и, как следствие, к длительному загрязнению атмосферы ЕТР продуктами горения [1–3]. С начала третьей декады июля и в первых двух декадах августа на большей части ЕТР отмечались задымление и высокое содержание в воздухе оксида углерода [4–10]. Сильное загрязнение отмечалось не только в приземном слое воздуха, но и в пограничном слое атмосферы [5]. Массовость пожаров и сложившиеся метеорологические условия способствовали также проникновению части продуктов горения в среднюю и верхнюю тропосферу и даже в стратосферу [11].

Эти обстоятельства обусловили уверенное обнаружение продуктов горения спутниковой аппаратурой [6–8].

Исследованиям оптических, микрофизических и радиационных характеристик дымов посвящено много работ [12–19]. Изменения аэрозольного и газового состава атмосферного воздуха в период пожаров 2010 г. рассмотрены в работах [4–10, 20–28]. Были изучены свойства дымового аэрозоля в приземном слое [4, 23] и в толще атмосферы [23, 24, 27] Московского региона, получены оценки локального радиационного форсинга аэрозоля в период задымления Москвы [25, 27]; представлены сведения о пространственно-временной динамике пожаров [6], описаны особенности метеорологических процессов в условиях квазистационарного антициклона [2, 21], рассчитаны характерные траектории переноса воздушных масс [10, 22, 25].

Использование данных аэрокосмического мониторинга позволяет перейти от изучения локальных особенностей дымового аэрозоля к исследованию пространственно-временной эволюции задымления на всей охваченной пожарами территории Европейской России, что необходимо для корректной оценки медицинских (в том числе отложенных), экологических и климатических последствий воздействия дыма.

* Сергей Африканович Ситнов (sitnov@ifaran.ru); Геннадий Ильич Горчаков (gengor@ifaran.ru); Михаил Алексеевич Свириденков (misv@mail.ru); Ираида Александровна Горчакова (gorchakova@ifaran.ru); Алексей Владимирович Карпов (karpov@ifaran.ru); Александра Борисовна Колесникова (kolesnikova@ifaran.ru).

Целью данной работы являются анализ пространственно-временной эволюции аэрозольного загрязнения ЕТР и оценка региональных радиационных эффектов дымового аэрозоля в период массовых пожаров летом 2010 г. (здесь и далее под ЕТР понимается территория, ограниченная координатами 47–65° с.ш., 25–55° в.д., площадью около 3,6 млн км²). Поставленная задача решается с привлечением наблюдений аэрозольной оптической толщи (АОТ) спутниковыми приборами MODIS.

Прибор MODIS

MODIS (MODerate Imaging Spectroradiometer) является 36-канальным спектрометром изображения, регистрирующим отраженную солнечную и излучаемую земной поверхностью (и атмосферой) радиацию в диапазоне длин волн 0,4–14,4 мкм [29]. Пространственное разрешение прибора составляет (в надир, в зависимости от канала) 250, 500 или 1000 м, что позволяет MODIS вести наблюдения в разрывах облачности. Оптическая система прибора осуществляет сканирование полосы шириной 2330 км на поверхности, обеспечивая ежедневное глобальное покрытие наблюдениями области внетропических широт. Приборы MODIS находятся на спутниках Aqua и Terra, запущенных соответственно 4.05.2002 г. и 18.01.1999 г. на солнечно-синхронные орбиты высотой 700 км, наклоном 98° и периодом обращения 98 мин. Дневные наблюдения MODIS/Terra и MODIS/Aqua осуществляются соответственно на нисходящем и восходящем витках орбиты с пересечением экватора в 10.30 и 13.30 локального времени (<http://modis.gsfc.nasa.gov>).

Алгоритм восстановления АОТ и алгоритм детектирования действующих пожаров

Алгоритм восстановления АОТ (τ) над сушей (второго поколения) основан на анализе наблюдений интенсивностей (ρ) отраженной земной поверхностью и атмосферой солнечной радиации на длинах волн $\lambda = 0,47; 0,66; 1,24$ и $2,13$ мкм [30]. Измеренные в полете ρ_λ с привлечением оперативных данных NCEP корректируются с учетом поглощения радиации водяным паром, озоном и CO₂ и сопоставляются с ρ_λ на верхней границе атмосферы, рассчитанными на основании решения уравнения переноса радиации в модельной атмосфере. Посредством изменения параметров одной из четырех моделей тонкодисперсного (ТДМ) аэрозоля и модели грубодисперсного (ГДМ) аэрозоля алгоритм подбирает такую их линейную комбинацию $\rho_\lambda^{\text{Модель}} = \eta \rho_\lambda^{\text{ТДМ}} + (1 - \eta) \rho_\lambda^{\text{ГДМ}}$, чтобы при данной геометрии наблюдений выполнялось равенство $\rho_{0,47}^{\text{MODIS}} = \rho_{0,47}^{\text{Модель}}$, а разность $\rho_{0,66}^{\text{MODIS}} - \rho_{0,66}^{\text{Модель}}$ была бы минимальной. Если решение найдено, то по подобранным моделям отыскиваются соответствующее (решению) значение $\tau_{0,55}$, доля $\tau_{0,55}$, обуслов-

ленная ослаблением тонкодисперсным аэрозолем (η), и $\rho_{2,13}$ на нижней границе атмосферы. Модельные расчеты учитывают поляризационные эффекты взаимодействия излучения со средой, несферичность частиц грубодисперсного аэрозоля, спектральную зависимость отражательной способности подстилающей поверхности и высоту рельефа. Расчетная погрешность восстановления АОТ над сушей составляет $\pm 0,05 \pm 0,15\tau$ [31].

Алгоритм детектирования действующих пожаров использует контекстный анализ яркостных температур в каналах 4 (T_4) и 11 мкм (T_{11}) в пространственных областях (пикселях) размером 1×1 км [32]. Считается, что пиксель «содержит» пожар, если наряду с превышением обеими температурами заданных априори порогов (различных для дня и ночи) существенно большее увеличение обнаруживает T_4 . Степень достоверности обнаружения действующего пожара в пикселе оценивается тремя уровнями надежности (низкой, номинальной и высокой). В настоящей статье использованы данные, характеризующиеся высоким уровнем надежности ($80 \leq P \leq 100\%$). Радиационная мощность пожара (РМП, МВт), детектируемого в пикселе, рассчитывается на основании эмпирического соотношения [33]:

$$\text{РМП} = 4,34 \cdot 10^{-19} (T_4^8 - \bar{T}_4^8) S, \quad (1)$$

где T_4 и \bar{T}_4 – яркостные 4-мкм температуры пикселя, содержащего пожар, и его окружения соответственно; S – площадь пикселя с учетом дисторсии, км². Стандартный размер детектируемого пожара составляет примерно 1000 м², поэтому пиксель 1×1 км, имеющий флаг «действующий пожар», может содержать более одного пожара. Общее количество таких пикселей является оценкой количества действующих пожаров (КДП) снизу. Суммарная площадь пикселей, содержащих пожар, является оценкой площади пожаров сверху. Необходимо отметить, что вследствие дисторсии размеры проецируемых на поверхность пикселей, как правило, больше 1×1 км.

Оба алгоритма используют маску облачности, маску высоты рельефа, маску водных поверхностей, а также отслеживают попадание в поле зрения бликующих (заснеженных, песчаных) территорий.

Использованные данные и их источники

Ежедневные данные АОТ на длине волны 0,55 мкм ($\tau_{0,55}$) 3-го уровня (L3) 5-й коллекции (V5.1) MOD08_D3/MYD08_D3 были получены с помощью системы архивирования и распространения данных LAADS Web (Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System), находящейся по адресу: <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>. Данные L3 представляют собой наблюдения АОТ, осредненные посуточно внутри ячеек $1 \times 1^\circ$ (широта \times долгота) [34]. На широте Москвы ячейка $1 \times 1^\circ$ соответствует пространственным размерам 111×63 км.

Данные локальных очагов возгораний Active Fire Data Products (MOD14/MYD14) 2-го уровня 5-й коллекции (V2.4) получены с помощью системы FIRMS (The Fire Information for Resource Management System), разработанной и обслуживаемой университетом штата Мериленд (США) при поддержке NASA [35]. Данные доступны по адресу: <http://firefly.geog.umd.edu>.

Контроль метеорологической обстановки осуществлялся на основании результатов сетевого радиозондирования. Информация об использованных аэрологических станциях приведена в табл. 1.

Таблица 1
Станции аэрологического радиозондирования

№ станции	Станция	Северная широта, град	Восточная долгота, град	Высота, м над ур.м.
22845	Каргополь	61,5	38,9	126
23804	Сыктывкар	61,7	50,9	116
26063	Санкт-Петербург/ Воейково	60,0	30,7	78
26298	Бологое	57,9	34,1	188
26812	Смоленск	54,8	32,1	239
27730	Рязань	54,6	39,7	158
27595	Казань	55,6	49,3	116
27612	Москва/ Долгопрудная	55,9	37,5	200
33791	Кривой Рог	48,0	33,2	124
34122	Воронеж	51,7	39,3	104
34172	Саратов	51,6	46,0	166

Данные заимствованы в архиве аэрологических наблюдений университета штата Вайоминг (<http://weather.uwyo.edu/repair>).

Для валидации спутниковых данных АОТ использовались наземные наблюдения АОТ, получаемые с помощью солнечно-небесного многоволнового фотометра CIMEL CE-318 на ст. Звенигород сети AERONET [36], расположенной на территории Звенигородской научной станции ИФА им. А.М. Обухова РАН. Данные АОТ L1.5 доступны на сайте: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>. В анализе использовались скорректированные данные. Подробнее о коррекции данных лета 2010 г., полученных на ст. Звенигород, см. в работе [25].

Анализ результатов

Пространственно-временная динамика пожаров

Анализ развития пожарной обстановки на ЕТР в июле–августе 2010 г. [6] выявляет 5 территорий (кластеров), где пожары характеризовались сходной временной динамикой – Южный Урал, Северный Урал, центр ЕТР, юг ЕТР и Северное Причерноморье. Ранее всего (в первую декаду июля) пожарная активность была отмечена на Южном Урале, а позже всего (5–19 августа) – на Северном Урале. В период с 24 июля по 16 августа в общей массе очагов горения, отмечавшихся на ЕТР, доминиро-

вали пожары в широтно-ориентированной области, протянувшейся от столичного региона до Среднего Прикамья (далее центр ЕТР). Территории, охваченные массовыми пожарами, характеризовались разным типом растительности и, как следствие, различиями дымового состава продуктов горения [37]. Таким образом, состав дымового аэрозоля на ЕТР в июле–августе 2010 г. был, очевидно, не только пространственно неоднородным, но и менялся во времени.

На рис. 1, а представлены количество действующих пожаров и суммарная радиационная мощность пожаров на территории, ограниченной координатами 54–57° с.ш., 38–48° в.д.

При площади, чуть более 6% площади ЕТР (226 000 км²), количество пожаров на данной территории в период с 23 июля по 16 августа превышало 60% общего количества пожаров, отмечавшихся на ЕТР в этот период. Из рис. 1 следует, что монотонное увеличение КДП и РМП в центре ЕТР стало отмечаться с 23 июля – даты, которую можно рассматривать как дату начала развития массовых пожаров в центре ЕТР. С 23 по 26 июля КДП и РМП увеличились в 10 раз. Их среднесуточные значения в период с 23 июля по 16 августа составляли соответственно 500 (стандартное отклонение 353) и 22,7 (16,8) ГВт, при среднесуточной площади наземных пикселей, содержащих пожар, 856 (586) км². Устойчивое уменьшение КДП стало отмечаться с 10 августа, причем затухание пожаров происходило примерно в 2 раза медленнее их нарастания.

Резкое увеличение КДП 28–29 июля (примерно в 3 раза) и еще более резкое их уменьшение 29–30 июля (более чем в 4 раза) ставят под сомнение достоверность данных о действующих пожарах в центре ЕТР за 29 июля. Анализ карт приземных барических образований за 28–30 июля показывает, что аномально высокие значения КДП и РМП 29 июля (1864 и 89,9 ГВт соответственно) наблюдались при резком усилении юго-восточного ветра в нижней тропосфере, связанном с прохождением через западную часть региона 28–29 июля холодного фронта циклона, располагавшегося на севере Скандинавии (<http://www.meteoweb.ru>). Резкое усиление ветра могло способствовать кратковременному раздуванию (увеличению площади) пожаров и подъему в воздух дополнительного количества горящих частиц и горячего пепла, переносившихся на территории, где пожары ранее отсутствовали, что могло восприниматься алгоритмом MODIS как появление новых очагов возгорания. По мере осаждения и охлаждения частиц алгоритм переставал диагностировать такие «пожары».

Вместе с тем рис. 1, а свидетельствует, что значительные изменения КДП ото дня ко дню были характерны для всего периода массовых пожаров. Сравнительный анализ КДП и ветра обнаруживает тесную связь данных спутникового детектирования пожаров с составляющими горизонтального ветра в этот период. На рис. 1, б представлена высотновременная динамика меридиональной компоненты ветра v над ст. Рязань, находившейся вблизи очагов интенсивного горения.

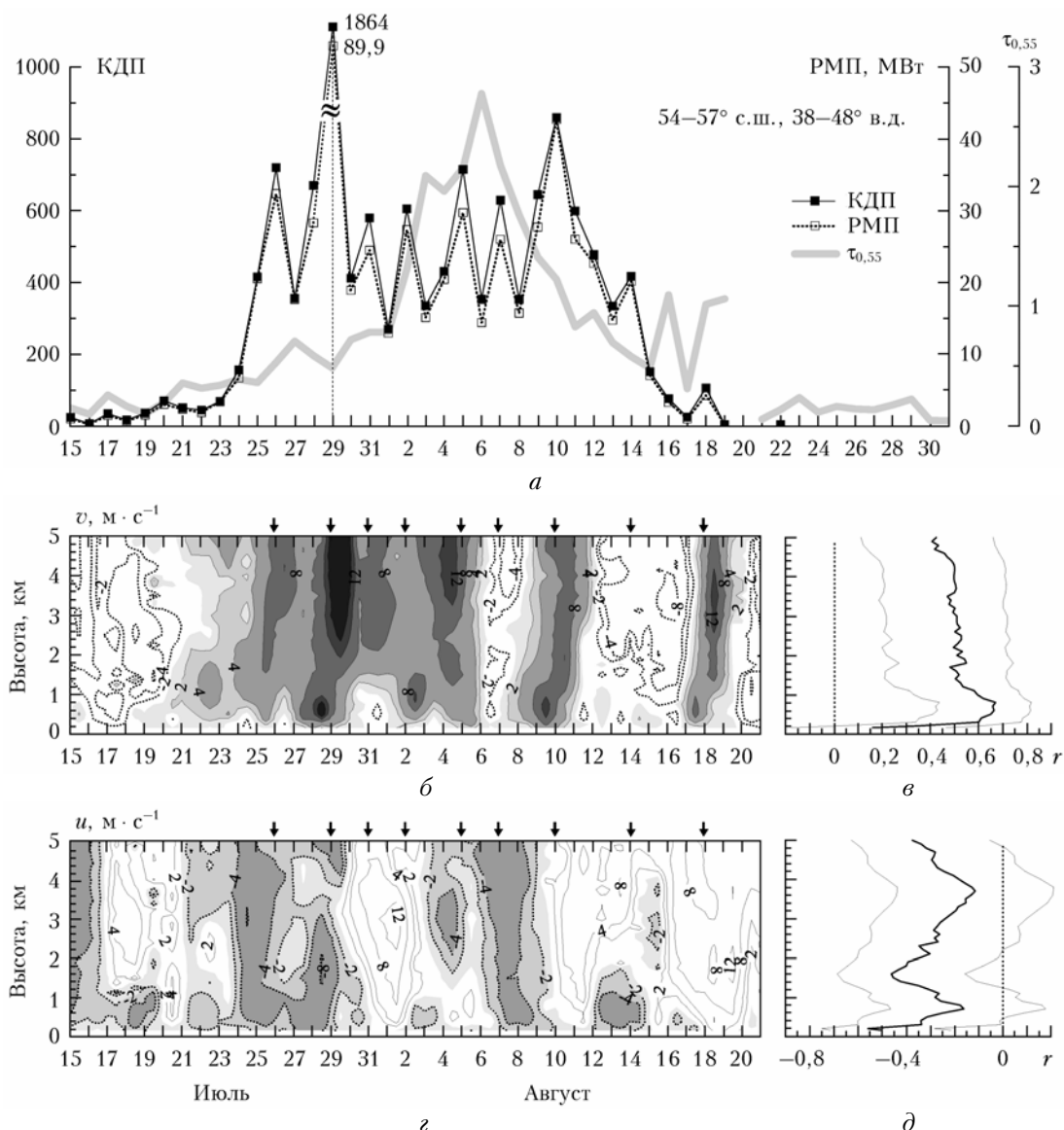


Рис. 1. Количество действующих пожаров, суммарная радиационная мощность пожаров и средние значения аэрозольной оптической толщины ($\tau_{0,55}$) над центром европейской территории России (54–57° с.ш., 38–48° в.д.) (а). Высотно-временные разрезы над ст. Рязань скорости меридионального v (б) и зонального u (г) ветра. Данные ночного (00 UTC) радиозондирования. Сплошными (пунктирными) изолиниями показаны соответственно ветры южного (северного) (б) и западного (восточного) (г) направлений. Южные и восточные ветры выделены тоном. Стрелками показаны максимумы КДП. Коэффициенты корреляции (r) КДП и v (е), КДП и u (д). Тонкими кривыми обозначены границы 95%-х доверительных интервалов r

Сопоставление рис. 1, а и рис. 1, б показывает, что в целом увеличение КДП в центре ЕТР последовало за установлением и последующим усилением в тропосфере региона ветров южного направления, тогда как убывание КДП сопровождалось ослаблением южного и последующим усилением северного ветра. Также видно, что весьма значительные короткопериодные вариации КДП положительно коррелировали с соответствующими вариациями v (КДП увеличивалось при усилении южного ветра). Коэффициенты корреляции вариаций КДП и меридионального ветра на разных высотах ($r_{\text{КДП-}v}$) в период с 15 июля по 19 августа представлены на рис. 1, в.

Видно, что нижний 5-км слой характеризовался положительными $r_{\text{КДП-}v}$ (среднее значение r составляет 0,53). В диапазоне высот 0,3–1 км значения $r_{\text{КДП-}v}$ превышали 0,6 (вероятность отличия r от нуля составляла 99,99%), а максимальная связь КДП отмечалась с ветром на уровне 0,8 км ($r = 0,67$, 95%, доверительный интервал r : 0,44–0,82). Стоит отметить, что положительная корреляция КДП и v в слое 0,5–1,5 км над аэрологической станцией Долгопрудная летом 2010 г. ранее была отмечена в [6].

Зональный ветер u в период массовых пожаров был в целом слабее меридионального ветра (ср. рис. 1, г и рис. 1, б). Связь вариаций КДП с вариациями u

также была в целом более слабой. Среднее значение $r_{\text{КДП-}u}$ составляло $-0,28$, т.е. с усилением западного ветра КДП уменьшалось. На подавляющем большинстве высот уровень значимости нулевой гипотезы H_0 (отсутствие корреляции между КДП и u) превышал 5% (рис. 1, д).

Наиболее тесная связь между КДП и зональным ветром отмечалась в приземном слое атмосферы ($r \sim 0,5$). Из сравнения рис. 1, в и рис. 1, д следует также, что в нижнем 1,5-км слое атмосферы большим $r_{\text{КДП-}v}$ соответствовали меньшие $r_{\text{КДП-}u}$, и наоборот. Увеличение КДП (и РМП) при увеличении скорости ветра можно объяснить увеличением скорости распространения пожара за счет переноса искр воздушным потоком и интенсификацией горения за счет увеличения притока кислорода к очагу горения. Высокая чувствительность КДП к изменениям скорости ветра могла объясняться доминированием верховых пожаров лесов в общей массе лесных и торфяных пожаров, отмечавшихся в центре ЕТР в июле–августе 2010 г. В свою очередь, зависимость знака корреляции КДП и ветра от направления ветра могла объясняться изменениями горимости биомассы при адвекции в центр ЕТР горячего и сухого воздуха аридных зон при ветрах юго-восточного направления или, напротив, более прохладного и влажного воздуха при ветрах северо-западного направления.

В период быстрого роста КДП АОТ над центром ЕТР обнаруживала умеренный рост (см. рис. 1, а). Резкий рост АОТ стал отмечаться лишь спустя неделю после роста КДП, тогда как последующая убыль — на 4 дня раньше убыли КДП. Это обстоятельство свидетельствует о ключевой роли динамических факторов в формировании поля АОТ в период пожаров и о важности корректного учета процессов переноса при оценках эмиссии продуктов горения.

Сопоставление данных спутниковых и наземных наблюдений АОТ

На рис. 2 представлены ежедневные значения $\tau_{0,55}$, полученные приборами MODIS вблизи г. Звенигорода ($55\text{--}56^\circ$ с.ш., $36\text{--}37^\circ$ в.д.), и среднесуточные значения $\tau_{0,50}$, рассчитанные по данным наблюдений фотометра CIMEL CE-318 станции AERONET Звенигород ($55,7^\circ$ с.ш., $36,8^\circ$ в.д.) в период с 15 июля по 31 августа 2010 г.

Несмотря на различие пространственных масштабов наземных и спутниковых данных, а также усиление процессов многократного рассеяния в условиях задымления, временные ряды наблюдений АОТ, полученные приборами CIMEL и MODIS в период массовых пожаров, согласуются друг с другом. В частности, из рис. 2 видно, что положения экстремумов АОТ по данным MODIS и CIMEL в период с 29 июля по 18 августа в точности совпадают. Коэффициенты корреляции величин АОТ, полученных на основании ежедневных данных наземных и спутниковых наблюдений в указанный период, составляют 0,92 (CIMEL-MODIS/Aqua) и 0,96 (CIMEL-MODIS/Terra). Несмотря на близкое сходство временной эволюции, данные наземных и спутниковых наблюдений АОТ обнаруживают и различия. При относительно невысоком уровне аэрозольного загрязнения значения $\tau_{0,50}^{\text{CIMEL}}$ систематически превышали $\tau_{0,55}^{\text{MODIS}}$, что можно отчасти объяснить увеличением АОТ с убыванием длины волны, тогда как при высоком уровне загрязнения максимумы $\tau_{0,55}^{\text{MODIS}}$, напротив, систематически превышали $\tau_{0,50}^{\text{CIMEL}}$.

Следует отметить, что на рис. 2 представлено сравнение оптических толщ, полученных стандартными алгоритмами обработки данных MODIS и CIMEL. В справочных таблицах MODIS параметры аэрозольных моделей рассчитаны для величин

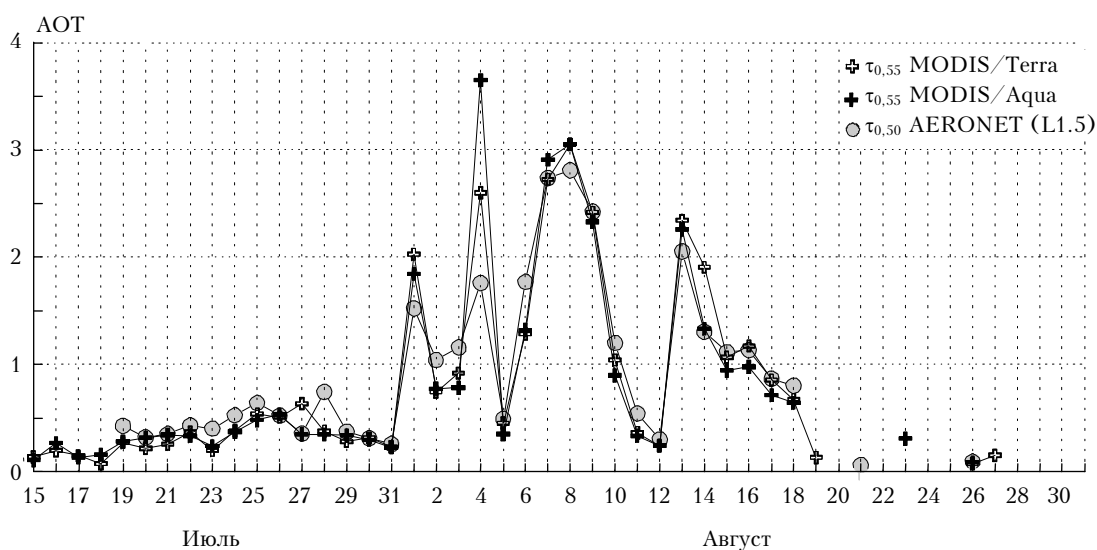


Рис. 2. Среднедневные значения АОТ, полученные с помощью фотометра CIMEL на ст. Звенигород ($55,7^\circ$ с.ш., $36,8^\circ$ в.д.) сети AERONET, и ежедневные значения АОТ, полученные приборами MODIS над территорией, ограниченной координатами $55\text{--}56^\circ$ с.ш. и $36\text{--}37^\circ$ в.д.

АОТ, не превышающих 5 на длине волны 0,55 мкм. Однако в период задымления ЕТР величины локального аэрозольного загрязнения воздуха могли превышать верхний предел рабочего диапазона алгоритма. Кроме того, высотные сгущения дымового аэрозоля могли диагностироваться как облачность и, как следствие, отбраковываться [28]. Два последних обстоятельства обуславливают тенденцию искусственного занижения величин АОТ, рассчитываемых на основе осреднения данных MODIS в период пожаров. Условия наблюдений в период пожаров, очевидно, влияли и на данные фотометра CIMEL, алгоритм определения АОТ которого основан на наблюдениях прямой солнечной радиации [36]. Стандартная автоматическая процедура фильтрации облачности и оценки качества данных измерений АОТ CIMEL включает анализ серии наблюдений, состоящей из трех измерений (триплета). При превышении заданного порога изменчивости сигналов в триплете данные бракуются. При задымлении обусловленные ветровым переносом дымового аэрозоля и атмосферной турбулентностью резкие изменения плотности дыма на солнечном диске могли расцениваться алгоритмом CIMEL как влияние облачности и отфильтровываться, что существенно уменьшало среднесуточные значения АОТ [25].

Эволюция поля аэрозольного загрязнения над ЕТР в период массовых пожаров

Анализ спутниковой информации показал, что выявляемая пространственно-временная динамика дымового облака зависит от временного осреднения (дискретизации) данных. При подекадном осреднении (10–11 дней) выявляется общее смещение облака загрязнения с севера на юг ЕТР [7, 8]. Это обстоятельство объясняется адекватным переносом дыма и характерной временной динамикой меридиональной компоненты ветра, а именно доминированием ветров южного направления в последней декаде июля, их ослаблением в первой декаде августа и сменой южных ветров на северные во второй декаде августа. При осреднении данных на ежедневной основе обнаруживаются принципиально новые детали пространственно-временной эволюции АОТ в период пожаров.

На рис. 3 приведены ежедневные аномалии АОТ – отклонения среднесуточных значений $\tau_{0,55}$, отмечавшихся в период с 23 июля по 19 августа 2010 г., от многолетних средних значений $\tau_{0,55}$ в июле–августе за предшествующий десятилетний период.

Черными точками показаны очаги действующих в этот день пожаров. Для фильтрации мелких деталей пространственных неоднородностей аномалии $\tau_{0,55}$ на рис. 3 сглажены скользящим матричным фильтром 3×5 (широта \times долгота). Это заметно уменьшает амплитуду локальных величин АОТ, но делает более наглядными общие закономерности их распределений.

В отличие от климатологических распределений АОТ, характеризующихся в июле–августе незначительными временными различиями локальных зна-

чений оптических толщ [38], распределения АОТ в период пожаров 2010 г. обнаруживали значительную временную изменчивость. Отражая общее увеличение и последующее уменьшение количества пожаров, действовавших в центре ЕТР (см. рис. 1), период 23–28 июля характеризовался в целом ростом региональной АОТ, а период 10–16 августа – убылью АОТ (рис. 3). В пространственных распределениях АОТ изо дня в день присутствовала область повышенных значений АОТ, положение которой не было привязано к территории, где плотность пожаров была максимальной, а менялось ото дня ко дню (единственным днем, когда локальный максимум АОТ наблюдался в непосредственной близости от основных очагов пожаров, было 7 августа). Очевидно, что пространственное распределение дымового аэрозоля в значительной степени определялось полем ветра.

Вследствие массовости и интенсивности пожаров присутствие дымового аэрозоля не ограничивалось нижней тропосферой. Имеются сведения об образовании над ЕТР в период пожаров 2010 г. пироккумулятивных облаков (пироккумуляусов), проникавших даже в стратосферу (<http://earthobservatory.nasa.gov>). Для анализа пространственно-временной эволюции дымового облака над ЕТР недостаточно ветровых данных приземного слоя и пограничного слоя атмосферы, а необходим анализ наблюдений ветра в широком диапазоне высот.

Для восстановления поля ветра в период пожаров были использованы данные дневного (12 UTC) аэрологического радиозондирования станций Санкт-Петербург, Каргополь, Сыктывкар, Смоленск, Москва, Казань, Кривой Рог, Воронеж и Саратов. При невыпуске радиозонда на какой-либо из отмеченных выше станций или при слабом ветре дополнительно привлекались данные станций Бологое и Рязань. Анализ ветровых данных проводился на изобарических поверхностях 925, 700 и 500 мбар. Для экономии места в статье приводятся распределения ветра только на уровне 700 мбар (~ 3 км). Несмотря на то что источники дымового аэрозоля располагались в приземном слое атмосферы, этот уровень лучше отражает общие закономерности региональной динамики. Данные о силе и направлении ветра на уровне 700 мбар в период с 23 июля по 18 августа 2010 г. представлены на рис. 4.

Из сравнения рис. 1, рис. 3 и рис. 4 видно, что период быстрого роста КДП в центре ЕТР (23–26 июля, см. рис. 1) сопровождался формированием локального максимума дымового загрязнения, отмечавшегося в 200–300 км севернее основных очагов пожаров (см. рис. 3). Это обстоятельство свидетельствует о том, что основным источником дымового аэрозоля на ЕТР были пожары в ее центральной части. Сдвиг максимума АОТ к северу был связан с наличием южной составляющей у ветров западной и центральной частей региона (рис. 4).

Усиление задымления и расширение области загрязнения 26–28 июля происходили при смещении дымового облака на восток (28 июля максимум АОТ находился в 350 км к северу – северо-востоку

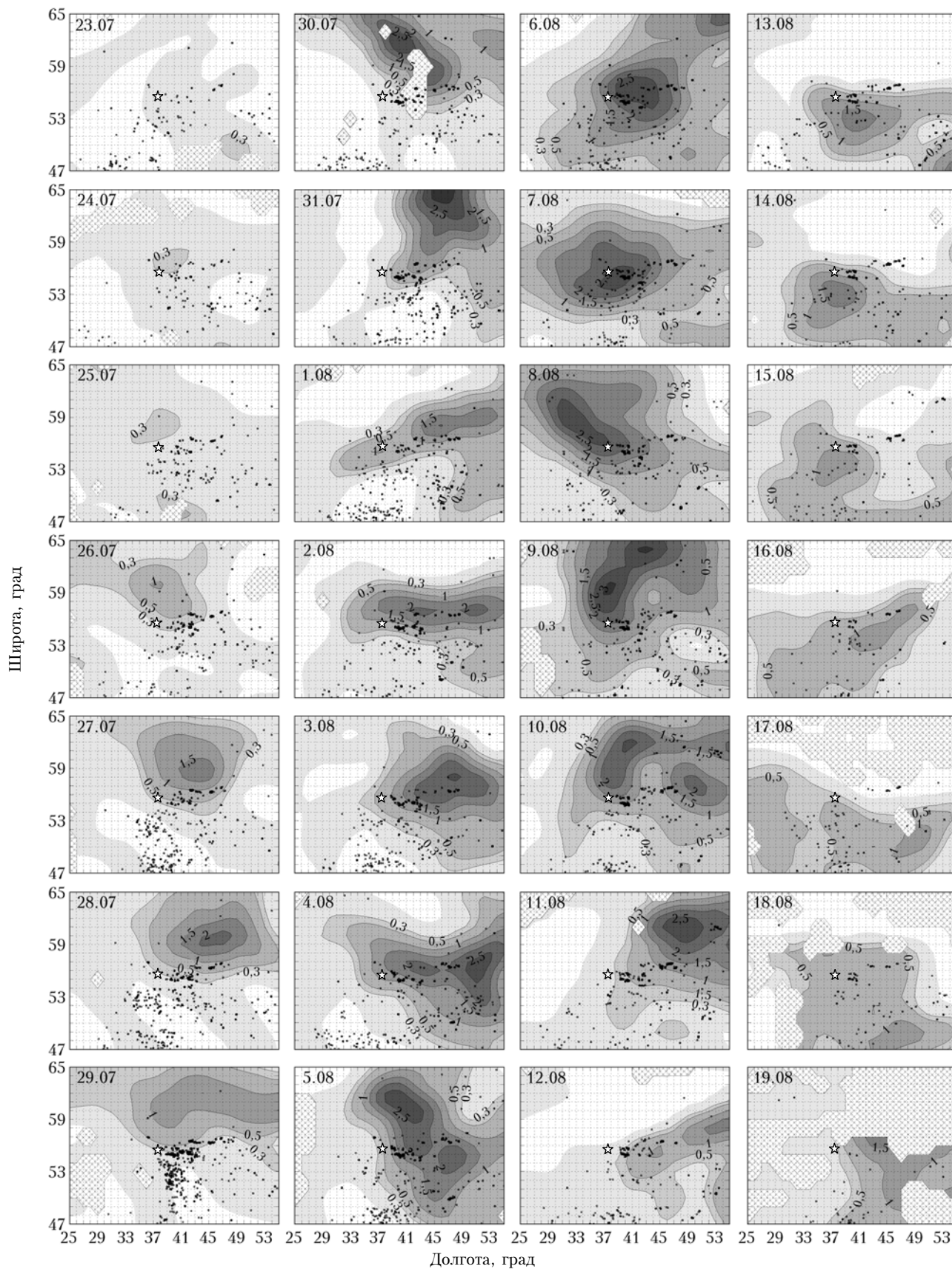


Рис. 3. Ежедневные пространственные распределения АОТ на европейской территории России в период с 23 июля по 19 августа 2010 г. Мелкими черными точками показаны очаги действующих в данный день пожаров. ☆ – г. Москва. Крестики – отсутствие данных

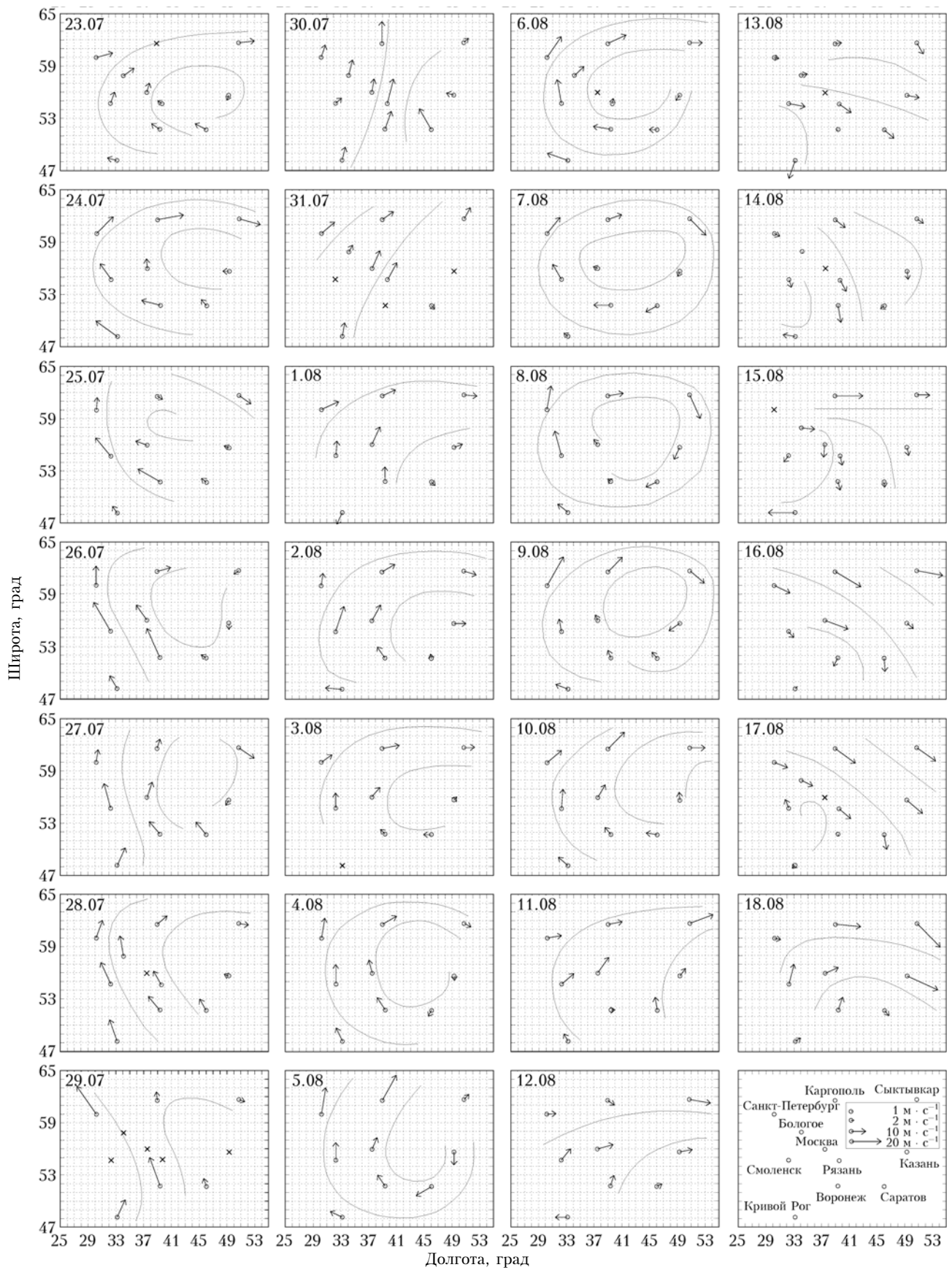


Рис. 4. Скорость и направление ветра на уровне 700 мбар. Тонкими линиями схематично обозначены линии тока. Данные дневного (12 UTC) аэрологического радиозондирования

от Казани) и сопровождалось смещением на восток области замкнутой антициклонической циркуляции (ячейки), примерно совпадающей с областью максимального аэрозольного загрязнения. Западная часть территории 27–29 июля находилась под влиянием передней части скандинавского циклона.

Обусловленное прохождением холодного фронта резкое усиление южного ветра, отмечавшееся на западе ЕТР 29 июля, индуцировало кратковременное усиление западного ветра на северной периферии антициклона, что привело к распространению дымового облака в восточном направлении (стоит заметить, что на севере ЕТР западный перенос сохранялся в течение всего периода массовых пожаров). Уже 30–31 июля в толще тропосферы региона доминировали усиливающиеся с высотой ветры южного и юго-западного направлений, способствовавшие перемещению основной массы дыма на север и северо-восток ЕТР.

В период 1–3 августа поля ветра в нижнем слое тропосферы существенно отличались от полей ветра выше пограничного слоя атмосферы (ПСА), что говорит о слабой взаимосвязи динамических процессов нижней и средней тропосферы в этот период (на уровне 925 мбар отмечались практически штилевые условия, тогда как выше ПСА происходило усиление антициклонической циркуляции, причем увеличение модуля завихренности отмечалось сначала на верхних уровнях, а затем, с задержкой примерно на сутки, на нижележащих уровнях). Форма области аэрозольного загрязнения 1–3 августа определялась накоплением дыма в ПСА вблизи очагов горения и выносом дыма за пределы региона западным ветром на севере ЕТР. К 4–5 августа антициклоническая циркуляция стала усиливаться и в нижней тропосфере. Расширение и смещение на запад пятна дымового загрязнения сопровождалось формированием ячеек антициклонической циркуляции в средней тропосфере.

В период максимального загрязнения ЕТР (6–9 августа) отмечалась ситуация, противоположная ситуации 1–3 августа, а именно: близкое сходство ветровых полей на всех рассматриваемых изобарических поверхностях и согласованность их изменений ото дня ко дню. Это свидетельствует о тесной взаимосвязи динамических процессов на разных высотах в тропосфере в этот период. Так, 6–9 августа в полях ветра на всех уровнях отмечались обширные области замкнутой антициклонической циркуляции, характеризующиеся сильными ветрами на границах ЕТР и штилем в ее центре. Следуя этим особенностям региональной динамики, область аэрозольного загрязнения обнаруживала элементы вращения относительно центра антициклона с угловой скоростью примерно $1/4$ оборота в сутки.

Из рис. 4 видно, что в период с 5 по 9 августа область наиболее плотных дымов совершила полный оборот (обошла) вокруг Москвы, практически не задев ее. Очевидно, что это обстоятельство в значительной степени смягчило экологическую ситуацию в мегаполисе. Перестройка атмосферной циркуляции на ЕТР стала отмечаться после 9 августа. Из-

менение поля ветра от 9 к 10 августа свидетельствует о смещении блокирующего антициклона сначала на восток (9–10 и 10–11 августа), а затем на юг (11–12 августа).

Пространственно-временная эволюция области аэрозольного загрязнения в период с 10 по 12 августа отражала эти движения антициклона. Так, 13 августа процессы ветрового переноса определялись ветрами северо-восточного (на уровне 925 мбар) и северо-западного (700 и 500 мбар) направлений. Область повышенных значений АОТ ($\tau_{0,55} \geq 0,5$) в этот день была смещена к юго-востоку от центра ЕТР, а локальный максимум АОТ отмечался в 250 км к югу от мест основных пожаров. А 14 и 15 августа на ЕТР отмечалось кратковременное усиление антициклонической циркуляции, что обусловило смещение облака аэрозольного загрязнения на запад восточными ветрами на юге ЕТР. Кроме того, разнонаправленные на уровне 925 мбар (не показано) ветры юго-западного направления на северо-западе ЕТР и северо-восточного направления на юго-востоке ЕТР 15 августа обусловили характерную деформацию (растяжение) области аэрозольного загрязнения, наблюдавшуюся 16 августа.

Стоит отметить, что анализ ветра на разных уровнях позволяет выявить тот ветровой уровень, к которому положение и форма пятна аэрозольного загрязнения наиболее чувствительны, что, в свою очередь, позволяет оценить высоту «центра тяжести» нахождения дыма. Анализ данных АОТ в период с 17 по 19 августа свидетельствует о ее росте в некоторых местах региона. Этот рост, по-видимому, был обусловлен кратковременным увеличением КДП в центре ЕТР 18 августа (см. рис. 1). К сожалению, детальный анализ поля АОТ в этот период затруднен, поскольку с 17 августа ЕТР стала покрываться облаками (см. рис. 3).

Экстремумы АОТ над ЕТР в период максимального задымления

Выделяя общие закономерности пространственно-временной эволюции АОТ, матричное сглаживание пространственных распределений (см. рис. 3) существенно уменьшает величины локальных максимумов $\tau_{0,55}$. Более адекватное представление об экстремумах АОТ, отмечавшихся в период массовых пожаров, дают результаты анализа исходных ($1 \times 1^\circ$) данных $\tau_{0,55}$.

В табл. 2 для каждого из дней в период с 5 по 9 августа приведены осредненные по ЕТР значения АОТ, а также максимальные значения АОТ на ЕТР и координаты их наблюдений.

Для сравнения приводятся значения $\tau_{0,55}$, отмечавшиеся в эти дни над Москвой (55–56° с.ш.; 37–38° в.д.) и Звенигородом (55–56° с.ш.; 36–37° в.д.). Представленные в таблице данные свидетельствуют, что 5–9 августа региональный максимум АОТ последовательно отмечался в 650 км к северу (5 августа), в 200 км к востоку (6 августа), в 200 км к югу (7 августа), в 400 км к западу – северо-западу (8 августа) и в 400 км к северу (9 августа) от столицы,

Таблица 2

Средняя АОТ по ЕТР ($\tau_{\text{ЕТР}}$), значения АОТ над Звенигородом ($\tau_{\text{Звен}}$), Москвой ($\tau_{\text{Мос}}$), максимальное значение АОТ над ЕТР (τ_{max}) и его координаты (с.ш., в.д.), а также коэффициент вариаций АОТ над ЕТР (γ)

Дата	$\tau_{\text{ЕТР}}$	$\tau_{\text{Звен}}$	$\tau_{\text{Мос}}$	τ_{max}	Северная широта, град	Восточная долгота, град	γ
05.08	0,98	0,42	0,63	4,29	61,5	37,5	0,92
06.08	1,03	1,30	1,61	4,80	55,5	40,5	0,83
07.08	0,99	2,82	3,14	4,86	53,5	37,5	0,80
08.08	1,05	3,05	2,92	4,17	58,5	32,5	0,79
09.08	1,16	2,37	2,61	4,39	59,5	37,5	0,79

совершив, таким образом, полный оборот вокруг Москвы за 4 сут.

Характерная траектория перемещения максимума была обусловлена переносом сгущений дымового аэрозоля полем ветра в области, занятой малоподвижным антициклоном, центр которого в этот период находился вблизи столичного региона (см. рис. 4). Несмотря на характерное для центра антициклона ослабление ветра, Москва оказалась в более благоприятных условиях, чем ее окружение. Так, 6 (7) августа значение $\tau_{0,55}$ в 200 км к востоку (к югу) от столицы соответственно в 3 раза (в 1,5 раза) превышало значения $\tau_{0,55}$ в Москве. А 8 и 9 августа в границах с московским с северо-запада и севера пикселях отмечались значения $\tau_{0,55}$, превышавшие наблюдавшиеся в эти дни в столице значения АОТ соответственно в 1,4 и 1,7 раза. При попадании Москвы в одну из этих областей величины АОТ над столицей могли быть существенно выше, а значит, медицинские и экологические последствия задымления территории мегаполиса могли быть еще тяжелее.

Статистический анализ вариаций АОТ над ЕТР

На рис. 5 для периода с 23 июля по 16 августа 2010 г. приведены временные изменения средних по европейской территории России значений $\tau_{0,55}$ ($\tau_{\text{ЕТР}}$) и коэффициента вариаций АОТ (γ) — отношения стандартного отклонения наблюдаемых величин $\tau_{0,55}$ к их среднему значению. Минимальные значения γ наблюдались в те дни, когда определяющий вклад в дисперсию и высшие моменты распределения вносила одна фракция аэрозоля: либо фракция фонового аэрозоля, как это имело место в начале периода, либо фракция дымового аэрозоля, что было характерно для периода экстремального задымления территории 5–9 июля. Из рис. 5 также следует, что $\tau_{\text{ЕТР}}$ в период массовых пожаров менялась в пределах от 0,21 (23 июля) до 1,16 (9 августа).

В табл. 3 для периода с 5 по 9 августа приведены вероятности p наблюдений $\tau_{0,55}$, превышающие значения 0,5; 1; 1,5; 3; 4 и 4,5.

По значениям p можно судить о вероятностях наблюдений различных уровней аэрозольного загрязнения ЕТР в период максимального задымления.

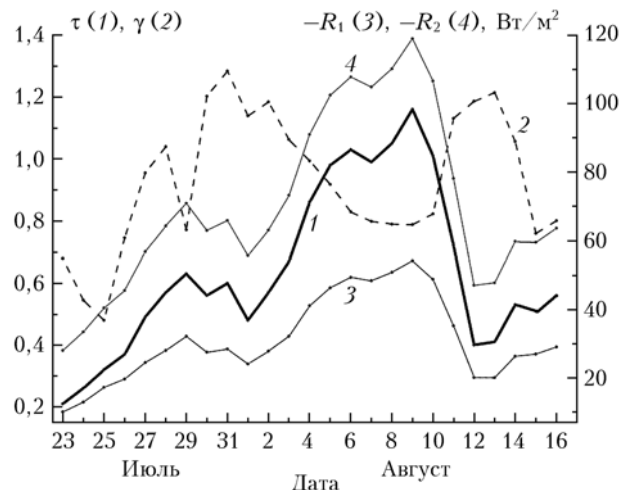


Рис. 5. Временная изменчивость среднего значения (1) и коэффициента вариаций (2) аэрозольной оптической толщи атмосферы и региональные радиационные форсинги дымового аэрозоля на верхней (3) и нижней (4) границах атмосферы

Анализ данных табл. 3 показывает, что вероятность превышения значения $\tau = 0,5$ в период максимального задымления достигала 72%, а значения $\tau = 1$ и 1,5 были превышены на 34–44 и на 21–28% рассматриваемой территории. В этот же период вероятность сильного задымления ($\tau > 3$) достигала 3–5,5%. Очень сильное задымление ($\tau > 4,0$ и 4,5) при осреднении по площади $1 \times 1^\circ$ наблюдалось сравнительно редко (до 1,1 и до 0,5% площади территории).

Таблица 3

Вероятности (p) превышения над ЕТР пороговых значений $\tau_{0,55}$ в период максимального задымления, %

Дата	$p_{0,5}$	p_1	$p_{1,5}$	p_3	p_4	$p_{4,5}$
05.08	56,0	36,2	23,6	4,3	0,6	0,2
06.08	71,6	37,5	21,8	4,3	1,1	0,5
07.08	69,3	34,3	20,8	3,0	0,4	0,1
08.08	72,1	38,2	22,9	4,1	0,8	0,2
09.08	72,8	44,6	28,3	5,5	1,0	0,1

Высокие значения τ_{max} , отмечавшиеся 6 и 7 августа в данных L3 ($1 \times 1^\circ$), свидетельствуют о том, что наблюдаемые в этот период прибором MODIS величины $\tau_{0,55}$ уровня L2 (10×10 км) могли превышать 5. Однако из табл. 3 следует, что вероятность превышения $\tau_{0,55}$ значения 5 (т.е. выход за рабочий диапазон алгоритма MODIS) даже в эти дни была невелика.

Оценка массы дыма

В Московском регионе летом 2010 г. оптические характеристики дымового аэрозоля в видимой области спектра определялись в основном его субмикронной фракцией [23]. В этих условиях можно воспользоваться эмпирическими соотношениями между оптическими и микрофизическими характеристиками аэрозоля, предложенными в работах [39–41].

Зная коэффициент рассеяния σ (км^{-1}) на длине волны 0,55 мкм, можно оценить объемную концентрацию аэрозоля V ($\text{мм}^3/\text{м}^3$):

$$V = k\sigma. \quad (2)$$

Значение $k = 0,22$ было получено в [39] для влажных дымок с показателем преломления вещества аэрозоля порядка и меньше 1,4. Для дымового аэрозоля среднее значение показателя преломления было около 1,54 [25]. С ростом показателя преломления коэффициент k уменьшается. Модельные оценки дают для дымового аэрозоля значения k порядка 0,16, или примерно 0,25 для коэффициента пропорциональности между коэффициентом рассеяния и массовой концентрацией ($\text{мг}/\text{м}^3$) в предположении, что плотность аэрозоля составляет около $1,5 \text{ г}/\text{см}^3$. При однородном задымлении слоя его оптическая толщина $\tau = \sigma h$, где h – геометрическая толщина слоя, км. Массовое содержание дымового аэрозоля в этом слое $M = mh$ ($\text{г}/\text{м}^2$). Таким образом:

$$M = 0,25\tau. \quad (3)$$

Для среднего регионального значения $\tau = 1,16$, наблюдавшегося 9 августа, получаем среднерегиональное массовое содержание дымового аэрозоля в толще атмосферы $M = 0,29 \text{ г}/\text{м}^2$. Полная масса субмикронного аэрозоля в этот день над площадью ЕТР (3,6 млн км^2) составляла примерно $1,05 \times 10^6$ т. В случае экстремальных ситуаций, описанных в [25], локальное массовое содержание аэрозоля в столбе могло приближаться к $1,5 \text{ г}/\text{м}^2$.

Оценки радиационных эффектов дымового аэрозоля в период массовых пожаров

Присутствие в воздухе дымового аэрозоля меняет радиационный режим атмосферы в коротковолновой и длинноволновой областях спектра [42, 43]. Влияние аэрозоля на радиационный режим атмосферы характеризуется величиной аэрозольного форсинга

$$R_i = Q_i(\tau) - Q_i(\tau = 0), \quad (4)$$

где Q_i – разность потоков восходящей и нисходящей радиации (радиационный баланс) при наличии ($Q_i(\tau)$) и отсутствии ($Q_i(\tau = 0)$) в воздухе аэрозоля; индексы $i = 1, 2$ относятся к верхней и нижней границам атмосферы. В настоящей статье мы ограничились оценкой влияния дымового аэрозоля на перенос коротковолновой солнечной радиации в атмосфере.

Важно подчеркнуть, что для задач теории климата и динамики атмосферы необходимы оценки радиационных эффектов на региональном масштабе. Стоит также отметить, что вследствие незначительности облачного покрытия небосвода в период массовых пожаров радиационные эффекты дымов были следствием, главным образом, прямых радиационных эффектов аэрозоля. Приводимые ниже результаты расчетов среднерегиональных радиационных эффектов дымов базируются на результатах исследова-

вания локальных радиационных эффектов дымового аэрозоля [25, 42].

Для оценок величин коротковолнового радиационного форсинга были рассчитаны эмпирические функции распределений $\tau_{0,55}$, наблюдавшихся над ЕТР в период массовых пожаров. Учет вклада фонового аэрозоля в радиационный форсинг (при $\tau_{0,55} < 0,5$) производился в соответствии с результатами [44] (близкие к [44] результаты приведены в [45]). В расчетах потоков коротковолновой солнечной радиации использовалась информация о радиационных характеристиках дымового аэрозоля, полученная по данным фотометрических наблюдений в задымленной атмосфере г. Москвы и Подмоскovie летом 2010 г. [25, 27]. Согласно этим данным среднее значение вероятности выживания кванта ω на длине волны 0,675 мкм было равно 0,95, а среднее значение фактора асимметрии $g = 0,63$.

Временные изменения среднерегионального радиационного аэрозольного форсинга в период массовых пожаров на верхней (R_1) и нижней (R_2) границах атмосферы показаны на рис. 5.

Видно, что R_1 и R_2 в этот период характеризовались сходной эволюцией. Временной ход R_1 и R_2 подобен (с точностью до знака) временному ходу средней оптической толщи. Этот факт свидетельствует о том, что для дымового аэрозоля статистические характеристики вариаций R_1 и R_2 , определяющие форму функций их распределений, близки к соответствующим характеристикам АОТ. В период с 23 июля по 16 августа значения R_1 и R_2 составляли в среднем -39 и $-72 \text{ Вт}/\text{м}^2$ соответственно, тогда как экстремальные R_1 ($-53 \text{ Вт}/\text{м}^2$) и R_2 ($-119 \text{ Вт}/\text{м}^2$) были отмечены 9 августа.

Очевидно, что значения R_i , рассчитываемые для отдельных пикселей или по данным локальных измерений, могут быть намного больше (по модулю) средних региональных величин R_i . Погрешности оценок регионального форсинга дымового аэрозоля среди прочих факторов определяются разбросом локальных оценок при фиксированном τ [25]. Для R_1 разброс локальных оценок составляет $\pm(10-15) \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Помимо временных изменений среднерегионального радиационного форсинга дымового аэрозоля, большой интерес представляет изучение пространственного распределения локальных радиационных эффектов аэрозоля. На рис. 6 показано распределение коротковолнового радиационного форсинга дымового аэрозоля на верхней границе атмосферы, рассчитанное для 9 августа 2010 г.

Видно, что, отражая поле АОТ, распределение R_1 в этот день было также весьма неоднородным. Его минимальные значения, достигавшие $-160 \text{ Вт}/\text{м}^2$, отмечались примерно в 400 км к северу от Москвы (R_2 при этом достигала $-400 \text{ Вт}/\text{м}^2$). В 450 км к западу от столицы значение R_1 увеличивалось более чем в 15 раз и составляло $-10 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Расчеты показывают, что горизонтальные градиенты R_1 в этой части ЕТР превышали $0,32 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}/\text{км}$. Неравномерность распределения по территории радиационного воздействия опосредованно могла влиять на динамические процессы в регионе.

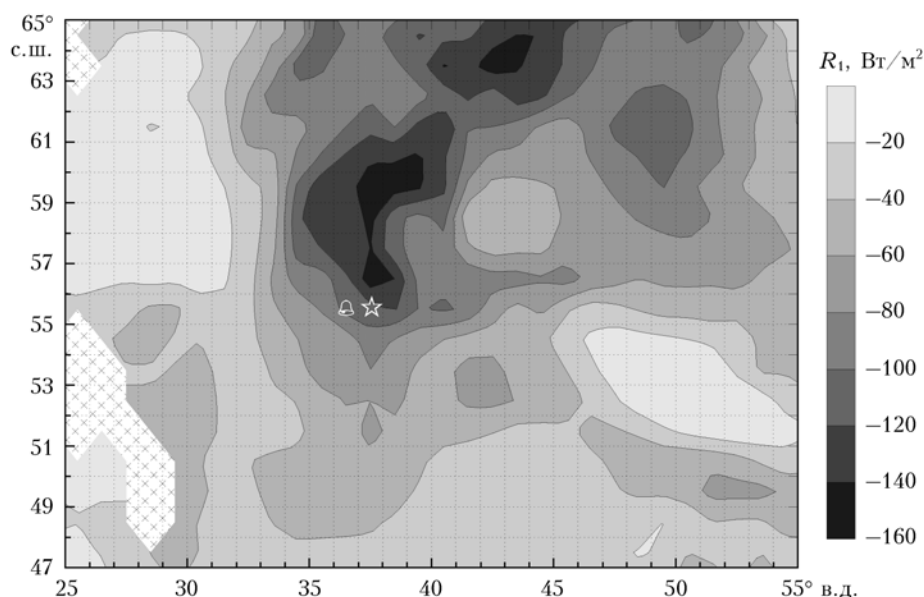


Рис. 6. Пространственное распределение коротковолнового радиационного форсинга дымового аэрозоля 9 августа 2010 г. ☆ — г. Москва, △ — г. Звенигород. Крестики — отсутствие данных

Крупномасштабные пространственные неоднородности радиационного форсинга дымового аэрозоля могли способствовать образованию соответствующих пространственных температурных неоднородностей. В свою очередь, обусловленные термическими неоднородностями горизонтальные градиенты температуры могли увеличивать степень бароклинности атмосферы и способствовать возникновению термического ветра.

Индуклируемые таким образом воздушные потоки (имеющие размеры, сопоставимые с масштабом самого барического образования) могли взаимодействовать с антициклонической циркуляцией, усиливая или ослабляя ее.

Сравнение рис. 4 и 5 свидетельствует, что разрушение замкнутой области антициклонической циркуляции над ЕТР последовало за достижением АОТ и R_i своих максимальных значений (следует отметить, что летом 2010 г. массовое содержание и радиационный форсинг аэрозоля были рекордными по сравнению с 1972 и 2002 гг. [25, 27, 43]). В период максимального задымления региона дымовое пятно мигрировало, оставаясь тем не менее вблизи центра ЕТР. Если предположить, что высокие значения АОТ и радиационного аэрозольного форсинга в центральной части региона привели к ощутимому понижению температуры воздуха (по крайней мере, в некоторой области высот), то возникший вследствие таких пространственных неоднородностей термический ветер должен был противодействовать антициклонической циркуляции, что могло привести к ослаблению блокирующего антициклона. Однако механизм возможного влияния образовавшегося в ходе массовых пожаров 2010 г. крупномасштабного и плотного задымления атмосферы ЕТР на ее динамический режим нуждается, разумеется, в более глубоком изучении.

Об оценках медицинских последствий загрязнения территории продуктами горения

В работах [6–8] показано, что среднедекадные распределения АОТ в июле–августе 2010 г. были весьма близки к соответствующим распределениям содержания оксида углерода (СО) в атмосферном столбе, полученным на основании данных спутникового прибора МОРПТТ. Поэтому есть основания полагать, что и ежедневные распределения АОТ (см. рис. 3) также отражают существенные черты пространственно-временной эволюции СО. В отличие от дыма СО не имеет ни вкуса, ни цвета, ни запаха, и его присутствие в воздухе может быть обнаружено лишь инструментально.

Из имеющихся (наземных, самолетных, спутниковых) средств контроля содержания в воздухе угарного газа наиболее эффективными в ситуациях массовых пожаров являются спутниковые приборы. Однако в отличие от прибора MODIS полное пространственное покрытие территории наблюдениями СО прибором МОРПТТ даже при отсутствии облачности достигается не менее чем за 3 дня. Очевидно, что данные АОТ MODIS могут быть полезны для восстановления пространственно-временной эволюции СО над территорией ЕТР в период пожаров 2010 г. на ежедневной основе. Количественные оценки локального содержания СО могут быть сделаны на основании соотношений между массой дыма и массой СО, полученных в [6]. В соответствии с результатами этой работы, отношение массы СО к массе дыма в последней декаде июля и в первых двух декадах августа 2010 г. составляло в среднем 8,6.

В период массовых пожаров на ЕТР летом 2010 г. величины АОТ и содержания СО в столбе тесно коррелировали друг с другом [6], причем рост АОТ

и рост CO намного превосходил рост содержания других продуктов горения [8]. Угарный газ, как и доминирующий в дымах субмикронный аэрозоль, обладает сходным гипоксическим воздействием на организм человека: мелкие частицы оседают тонкой пленкой в дыхательных путях и затрудняют обменные процессы, а CO, попав в кровеносную систему, связывается с гемоглобином и блокирует передачу кислорода клеткам.

Увеличение риска смертности жителей Москвы в период 2–10 августа 2010 г. авторы [28] приписывали исключительно увеличению PM₁₀. Однако очевидно, что медицинские последствия влияния дымового аэрозоля в этот период сложно (если вообще возможно) вычленить из совокупного воздействия взвешенных в воздухе частиц, CO и разнообразных углеводородных соединений (бензола, альдегидов и др.). Стоит отметить, что поскольку субмикронный аэрозоль выводится из организма медленнее оксида углерода, то дым в большей степени, чем CO, может быть ответствен за отложенные риски. Вместе с тем очевидно, что PM₁₀ может служить маркером общего загрязнения воздуха продуктами горения.

Заключение

По данным наблюдений оптической толщи аэрозоля ($\tau_{0,55}$) и действующих пожаров (active fires) спутниковыми приборами MODIS (платформы Aqua и Terra), а также данным сетевого аэрологического радиозондирования в период с 23 июля по 16 августа 2010 г., на ежедневной основе исследована пространственно-временная эволюция дымового аэрозоля над охваченной массовыми пожарами территорией европейской части России.

Установлено, что хотя очаги горения летом 2010 г. и отмечались на всей европейской части России, основным источником задымления ЕТР были пожары в ее центральной части. В период с 23 июля по 16 августа на территории, ограниченной координатами 54–57° с.ш., 38–48° в.д., площадь которой составляет чуть более 6% площади ЕТР, количество пожаров составило 61% от общего количества пожаров, отмечавшихся на ЕТР в этот период.

Показано, что существенные особенности эволюции поля АОТ над ЕТР в период массовых пожаров обусловлены изменениями поля ветра. Отмечено, что формирование над ЕТР области замкнутой антициклонической циркуляции (связанной с усилением ветра на границах ЕТР и его ослаблением в центре ЕТР) сопровождалось образованием над ЕТР локализованной области максимального задымления – дымового пятна. В период развитой антициклонической циркуляции в конце первой декады августа пространственная картина АОТ обнаруживала отчетливые признаки вращения. Значительная межсуточная изменчивость локальных величин АОТ, отмечавшаяся в период массовых пожаров, объяснялась, главным образом, ветровым переносом дымовых неоднородностей.

Анализ пространственно-временной эволюции дымового пятна, отмечавшегося 5–9 августа над центром ЕТР вблизи Московского региона, показал, что в этот период дымовое пятно совершило полный оборот вокруг Москвы, оставаясь на расстоянии 200–650 км. Это обстоятельство предотвратило ухудшение неблагоприятной экологической обстановки, сложившейся в эти дни в мегаполисе, поскольку 5–9 августа значения АОТ (L3) в области дымового пятна в 1,4–1,7 раза превышали значения АОТ (L3) над Москвой. Пространственная миграция пятна на ЕТР объясняет также причину «отложенного» задымления столицы.

Рассчитаны статистические характеристики вариаций АОТ и эмпирические функции распределений величин АОТ, наблюдавшихся в период массовых пожаров над ЕТР. Показано, что в период с 23 июля по 16 августа среднее значение АОТ по региону менялось от 0,21 до 1,16. В период интенсивного задымления с 5 по 9 августа доля территории с повышенным уровнем задымления ($\tau > 1,5$) варьировала в пределах 21–28% от площади ЕТР (3,6 млн км²).

Выявлена статистически значимая связь диагностируемого прибором MODIS количества действующих пожаров со скоростью и направлением ветра в диапазоне высот 0,3–1 км. Показано, что в период массовых пожаров КДП положительно коррелировало с южным и восточным и отрицательно с северным и западным ветрами. Коэффициент корреляции КДП с меридиональным ветром достигал 0,67 на высоте 0,8 км.

Сделаны оценки коротковолнового радиационного форсинга дымового аэрозоля. Представлены временные изменения среднерегионального радиационного форсинга в период массовых пожаров. Максимальные значения среднерегионального форсинга на верхней и нижней границах атмосферы отмечались 9 августа и составили соответственно –53 и –119 Вт/м². Представлено пространственное распределение значений локального радиационного форсинга на верхней границе атмосферы в период максимального задымления территории. Выявлена существенная неоднородность пространственного распределения радиационного форсинга по площади ЕТР.

С привлечением однопараметрической модели субмикронного аэрозоля сделаны оценки дымовой массы. В дни максимального задымления среднесуточная масса субмикронного дымового аэрозоля над ЕТР достигала 1,05 Мт (9 августа 2010 г.).

Сопоставление данных АОТ MODIS с данными АОТ солнечного фотометра CIMEL CE-318 ст. Звенигород сети AERONET показало, что, несмотря на специфические условия значения локальных величин АОТ, наблюдаемых приборами MODIS и CIMEL, в период пожаров (и их временные изменения) были согласованы друг с другом.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 11-05-00704, 11-05-01144 и 10-05-01019).

1. *Мохов И.И.* Особенности формирования летней жары 2010 г. на европейской территории России в контексте

- общих измерений климата и его аномалий // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2011. Т. 47, № 6. С. 709–716.
2. Шакина Н.П., Иванова А.Р., Бирман Б.А., Скриптунова Е.Н. Блокирование: условия лета 2010 г. в контексте современных знаний // Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 г. М.: Триада, 2010. С. 6–21.
 3. Володин Е.Н. О природе некоторых экстремальных аномалий летней температуры // Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 г. М.: Триада, 2010. С. 48–57.
 4. Горчаков Г.И., Семутникова Е.Г., Исаков А.А., Копейкин В.М., Карпов А.В., Курбатов Г.А., Пономарева Т.Я., Соколов А.В. Московская дымная мгла 2010 г. Экстремальное аэрозольное и газовое загрязнение воздушного бассейна Московского региона // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 6. С. 452–458.
 5. Голицын Г.С., Горчаков Г.И., Гречко Е.И., Семутникова Е.Г., Ракитин В.С., Фокеева Е.В., Карпов А.В., Курбатов Г.А., Байкова Е.С., Сафрыгина Т.П. Экстремальное загрязнение угарным газом пограничного слоя атмосферы в Московском регионе летом 2010 г. // Докл. РАН. 2011. Т. 441, № 4. С. 532–538.
 6. Ситнов С.А. Оптическая толща аэрозоля и общее содержание оксида углерода над европейской территорией России в период массовых пожаров лета 2010 г.: взаимосвязь изменчивости загрязнений и метеорологических величин // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2011. Т. 47, № 6. С. 774–789.
 7. Ситнов С.А. Спутниковый мониторинг содержаний газовых примесей атмосферы и оптических характеристик атмосферного аэрозоля над европейской территорией России в апреле–сентябре 2010 г. // Докл. РАН. 2011. Т. 437, № 1. С. 102–107.
 8. Ситнов С.А. Анализ спутниковых наблюдений аэрозольных оптических характеристик и газовых примесей атмосферы над центральным районом Российской Федерации в период аномально высоких летних температур и массовых пожаров 2010 г. // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 7. С. 572–581.
 9. Звягинцев А.М., Блюм О.Б., Глазкова А.А., Котельников С.Н., Кузнецова И.Н., Лапченко В.А., Лезина Е.А., Миллер Е.А., Миляев В.А., Пошков А.П., Семутникова Е.Г., Тарасова О.А., Шалыгина И.Ю. Загрязнение воздуха на европейской части России и Украине в условиях жаркого лета 2010 г. // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2011. Т. 47, № 6. С. 757–766.
 10. Фокеева Е.В., Сафронов А.Н., Ракитин В.С., Юрганов Л.Н., Гречко Е.И., Шумский Р.А. Исследование влияния пожаров в июле–августе 2010 г. на загрязнение окисью углерода атмосферы Москвы и окрестностей // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2011. Т. 47, № 6. С. 739–756.
 11. Perkins S. Smoke from a distant fire: Burning forests can send aerosols into the stratosphere and around the world // Science news. 2010. V. 178, N 10. P. 28–29.
 12. Горчаков Г.И., Аникин П.П., Волох А.А., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Пономарева Т.Я., Семутникова Е.Г., Свириденков М.А., Шукуров К.А. Исследование состава задымленной атмосферы Московского региона // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 5. С. 251–254.
 13. Соколик И.Н., Тарасова Т.А., Фейгельсон Е.М. Оптические характеристики задымления атмосферы и радиационное нагревание // Метеорол. и гидрол. 1980. № 11. С. 53–61.
 14. Козлов В.С., Панченко М.В., Полькин В.В., Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н., Яушева Е.П. Исследование особенностей динамики оптических и микрофизических характеристик аэрозоля в дымной мгле // Оптика атмосфер. и океана 1999. Т. 12, № 5. С. 406–410.
 15. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д. Исследования дисперсного состава аэрозоля в периоды весенней дымки и лесных пожаров // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 6. С. 468–474.
 16. Афонин С.М., Белов В.В., Белан Б.Д., Панченко М.В., Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Сравнение спутниковых (AVHRR/NOAA) и наземных измерений характеристик атмосферного аэрозоля // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15, № 2. С. 1118–1123.
 17. Remer I.A., Kaufman Y.J., Holben B.N., Thompson A.M., McNamara D. Biomass burning aerosol size distribution and model optical properties // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 103, N 24. P. 31879–31891.
 18. O'Neill N.T., Eck T.F., Holben B.N., Smirnov A., Royer A., Li Z. Optical properties of boreal forest fire smoke derived from Sun photometry // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107, N 11. AAC-6. P. 1–19.
 19. Dubovik O., Holben B.N., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.Y., King M.D., Tanré D., Slutsker I. Variability absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59, N 2. P. 590–608.
 20. Gorchakov G., Semoutnikova E., Karpov A., Lezina E. Air Pollution in Moscow Megacity // Advanced Topics in Environmental Health and Air Pollution Case Studies. Rijeka: Intech, 2011. P. 211–236.
 21. Горчаков Г.И., Семутникова Е.Г., Копейкин В.М., Пономарева Т.Я., Карпов А.В., Курбатов Г.А., Сафрыгина Т.П. Метеорологические условия при задымлении Московского региона летом 2010 г.: блокирующий антициклон, температурные инверсии, городской остров тепла // Естественные и антропогенные аэрозоли. VII. СПб.: СПбГУ, 2011. С. 288–292.
 22. Еланский Н.Ф., Мохов И.И., Беликов И.Б., Березина Е.В., Елохов А.С., Иванов В.А., Панкратова Н.В., Постыляков О.В., Сафронов А.Н., Скороход А.И., Шумский Р.А. Газовые примеси в атмосфере над Москвой летом 2010 г. // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2011. Т. 47, № 6. С. 729–738.
 23. Горчаков Г.И., Свириденков М.А., Семутникова Е.Г., Чубарова Н.Е., Холбен Б.Н., Смирнов А.В., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Карпов А.В., Лезина Е.А., Задорожная О.С. Оптические и микрофизические характеристики аэрозоля задымленной атмосферы Московского региона в 2010 г. // Докл. РАН. 2011. Т. 437, № 5. С. 686–690.
 24. Исаков А.А., Аникин П.П., Елохов А.С., Курбатов Г.А. О характеристиках дымов лесных и торфяных пожаров в Центральной России летом 2010 г. // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 6. С. 478–482.
 25. Chubarova N., Nezval' Y., Sviridenkov M., Smirnov A., Slutsker I. Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010 // Atmos. Meas. Technol. 2011. V. 5, N 3. P. 557–568.
 26. Кузнецова И.Н., Звягинцев А.М., Семутникова Е.Г. Экологические последствия погодных аномалий летом 2010 г. Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 г. М.: Триада, 2010. С. 58–64.
 27. Чубарова Н.Е., Горбаренко Е.В., Незваль Е.И., Шиловецова О.А. Аэрозольные и радиационные характеристики атмосферы во время лесных и торфяных пожаров в 1972, 2002 и 2010 гг. в Подмоскowie // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2011. Т. 47, № 6. С. 774–789.
 28. Van Donkelaar A., Martin R.V., Levy R.C., da Silva M.A., Krzyzanowski M., Chubarova N.E., Semutnikova E.G.,

- Cohen A.J.* Satellite-based estimates of ground-level fine particle matter during extreme events: A case study of the Moscow fires in 2010 // *Atmos. Environ.* 2011. V. 45, N 34. P. 6225–6232.
29. *Salomonson V.V., Barnes W.L., Maymon P.W., Montgomery H.E., Ostrow H.* MODIS, advanced facility instrument for studies of the Earth as a system // *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens.* 1989. V. 27. P. 145–153.
 30. *Levy R.C., Remer L.A., Mattoo S., Vermote E.F., Kaufman Y.J.* Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D13211.
 31. *Kaufman Y.J., Tanré D., Gordon H.R., Vermote E.F., Chu A., Holben B.N.* Operational remote sensing of aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer // *J. Geophys. Res.* D. 1997. V. 102, N 14. P. 17051–17067.
 32. *Giglio L., Descloitres J., Justice C.O., Kaufman Y.J.* An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS // *Remote Sens. Environ.* 2003. V. 87. P. 273–282.
 33. *Justice C.O., Giglio L., Korontzi S., Owens J., Morristette J.T., Roy D., Descloitres J., Alleaume S., Petitcollin F., Kaufman Y.* The MODIS fire products // *Remote Sens. Environ.* 2002. V. 83, N 1–2. P. 244–262.
 34. *Hubanks P.A., King M.D., Platnick S., Pincus R.* MODIS Atmosphere L3 Gridded Product // *Algorithm Theoretical Basis Document N ATBD-MOD-30.* 2008.
 35. *Davies D.K., Pavajhala S., Wong M.M., Justice C.O.* Fire Information for Resource Management System: Archiving and Distributing MODIS Active Fire Data // *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens.* 2009. V. 47, N 1. P. 72–79.
 36. *Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanré D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima N., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A.* AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // *Remote Sens. Environ.* 1998. V. 66, N 1. P. 1–16.
 37. *Голицын Г.С., Шукуров А.Х., Гинзбург А.С., Сутугин А.Г., Андропова А.В.* Комплексное исследование микрофизических и оптических свойств дымового аэрозоля // *Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана.* 1988. Т. 24, № 3. С. 227–234.
 38. *Ситнов С.А.* Пространственно-временная изменчивость оптической толщи аэрозоля над центральной частью Европейской территории России по данным спутниковых приборов MODIS // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2011. Т. 47, № 5. С. 634–652.
 39. *Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Свириденков М.А.* Однопараметрическая модель приземного аэрозоля // *Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана.* 1981. Т. 17, № 1. С. 39–49.
 40. *Козлов В.С., Панченко М.В., Яушева Е.П.* Субмикронный аэрозоль и сажа приземного слоя в суточном ходе // *Оптика атмосфер. и океана.* 2010. Т. 23, № 7. С. 561–569.
 41. *Горчаков Г.И., Аникин П.П., Волох А.А., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Пономарева Т.Я., Семутникова Е.Г., Свириденков М.А., Шукуров К.А.* Исследование состава задымленной атмосферы Москвы во время пожаров торфяников летом–осенью 2002 г. // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2004. Т. 40, № 3. С. 370–384.
 42. *Мохов И.И., Горчакова И.А.* Радиационный и температурный эффект летних пожаров 2002 г. в Московском регионе // *Докл. РАН.* 2005. Т. 400, № 4. С. 528–531.
 43. *Горчакова И.А., Мохов И.И.* Радиационные и температурные эффекты дымового аэрозоля в Московском регионе в период летних пожаров 2010 г. // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2012. Т. 48, № 5. С. 558–565.
 44. *Горчакова И.А., Тарасова Т.А., Свириденков М.А., Аникин П.П., Ромашева Е.В.* Моделирование радиационного форсинга фонового аэрозоля с использованием данных измерений // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2009. Т. 45, № 4. С. 501–512.
 45. *Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Сакерин С.М.* О дневной изменчивости аэрозольной оптической толщи атмосферы и радиационного форсинга аэрозоля // *Оптика атмосфер. и океана.* 2010. Т. 23, № 8. С. 700–709.

S.A. Sitnov, G.I. Gorchakov, M.A. Sviridenkov, I.A. Gorchakova, A.V. Karpov, A.B. Kolesnikova. Satellite monitoring of the smoke plume from forest and peat fires over European Russia in July–August, 2010.

Using aerosol optical depth (AOD) and active fire (FIRMS) data obtained with the help of MODIS instruments (both Aqua and Terra satellites) and the upper-air network data we present an analysis of spatial-temporal evolution of smoke plume during the period of the mass wildfires over the territory of European Russia (ER) in summer 2010. The relationship between the structural features of the plume with the large-scale dynamics is established. The smoke plume evolution in the metropolitan area is described in detail. Various statistical characteristics of AOD spatial and temporal variations are calculated. An estimation of the mass of smoke is presented. The radiation effects of smoke aerosols are evaluated. The time evolution of the regionally averaged aerosol radiative forcing on the top and the bottom of the atmosphere is described. Spatial distribution of radiative effects over the territory of ER in the period of extreme smoke pollution is presented. A statistically significant correlation between the active fire data and the wind is found. During wildfires period the validation of the AOT obtained by MODIS instrument with the AOD obtained by the CIMEL sun photometer, operated at the AERONET station Zvenigorod, was performed.