

Стоки, притоки и состояние аэрозоля в нижней атмосфере дальнего Подмосковья в зимние месяцы

В.В. Смирнов*

Научно-производственное объединение «ТАЙФУН»
249038, г. Обнинск Калужской обл., ул. Победы, 4

Поступила в редакцию 29.04.2009 г.

По наблюдениям в зимнее время 2005–2007 гг. в Центральной части европейской территории России (ЕТР) притоки, стоки и состояние атмосферного аэрозоля диаметром $D = 3\div 100$ нм определялись, главным образом, условиями перемешивания в нижней тропосфере и предысторией воздушных масс. В отличие от хорошо изученных эмиссий новых частиц (ЭНА) в бореальных лесах Северной Европы, в смешанных лесах Центра ЕТР интенсивные ЭНА наблюдались не только в антициклонах, но и в циклонах, а также при смене атмосферных фронтов. Время от начала ЭНА до наступления максимума притока частиц составляло десятки минут, в то время как для Северной Европы характерны времена порядка нескольких часов. Оказались менее значимыми связи эмиссий аэрозоля с направлением и скоростью ветра, а также состоянием подстилающей поверхности. Появление регулярных ЭНА совпадало с началом утреннего распада ночных приземных инверсий. ЭНА прекращались по достижении верхней границы инверсии уровня 150–200 м. В 50–60% эпизодов счетная N , поверхностная S и массовая M концентрации новых частиц достигали значений $N = (3 - 5) \cdot 10^3$ 1/см³, $S = 200\div 330$ мкм²/см³, $M = 50$ мкг/м³, которые в 50–500 раз превышали ночные минимумы и в десятки раз – средние фоновые значения. Стоки аэрозольных частиц на подстилающую поверхность происходили с момента образования вечерних инверсий вплоть до начала утреннего распада слоя. При анализе использовались данные электрических спектрометров аэрозолей $D = 3\div 1000$ нм, акустического зондирования и вертикальные разрезы температуры, скорости и направления ветра в толще атмосферы 4–300 м, измеренные с метеорологической мачты в г. Обнинске.

Ключевые слова: атмосферный аэрозоль, эмиссия новых частиц, инверсия; atmospheric aerosol, new aerosol emission, inversion.

Введение

В подавляющей части публикаций, посвященных изучению атмосферных аэрозолей над европейской территорией России (ЕТР), рассматриваются условия теплого периода и так называемой хорошей погоды, характерной для воздушных масс высокого давления (см., например, [1–6]). В 2003–2007 гг. на нескольких удаленных площадках в ближнем и дальнем Подмосковье изучался аэрозольный режим нижней атмосферы при различных условиях циркуляции атмосферы. Использовались электрические и фотоэлектрические анализаторы частиц аэрозолей диаметром $D = 4$ нм–10 мкм, а также средства акустического зондирования и измерения вертикальных профилей температуры, скорости и направления ветра в толще атмосферы 4–300 м. Отдельные результаты изучения приведены в [6, 7].

В статье обобщены данные регулярных измерений вариаций концентрации и спектра размеров частиц атмосферного аэрозоля, проведенных в декабре – феврале 2006–2007 гг. в лесистой местности в 100 км к юго-западу от Москвы. Результаты исследования выявляют малоизвестные особенности

формирования притоков и стоков аэрозольных частиц в континентальных воздушных массах высокого и низкого атмосферного давления, а также при суперпозиции фронтальных зон.

1. Приборы и методики

Измерения велись на двух площадках, которые характеризуются отсутствием на удалении 10 км эродированных почв и каких-либо источников промышленных выбросов в атмосферу, а на удалении 4–6 км – крупных автомагистралей. Первая площадка располагалась в лесопарковой зоне г. Обнинска Калужской области с населением 120 тыс. человек. Площадь городской застройки менее 25 км², теплоснабжение – централизованное. Радиационный фон воздуха (мощность дозы гамма-излучения) колебался в пределах от 5 до 12 мкР/ч независимо от направления ветра и смены атмосферных фронтов. Основной источник аэрозолей – местный автотранспорт. Площадка 2 выбрана в малолюдной сельской местности в 15 км от площадки 1. Измерения здесь велись эпизодически с целью сравнения вкладов местных источников аэрозоля на площадке 1.

Погодно-климатический режим региона в 2006–2007 гг., как и Центральной части ЕТР, был обусловлен преимущественным переносом воздушных

* Владимир Владимирович Смирнов (vsmirnov@obninsk.ru, smirnov@typhoon.obninsk.ru).

масс из Северной Атлантики. В тыл смещающихся на восток фронтов иногда вторгался арктический воздух. Метеорологическое состояние нижней атмосферы оценивалось по сводкам ближайшей сетевой метеорологической станции «Малоярославец» в 7 км к западу от Обнинска.

Для измерений концентрации и дисперсного состава аэрозолей диаметром $D = 4\div 1000$ нм использовались два комплекта электрических интегральных анализаторов подвижности, собранных по известной схеме Уитби [8]. Принцип их работы — принудительная ионная зарядка аэрозольных частиц в поле положительного коронного разряда и управляемая компьютером сепарация частиц по величине электрической подвижности при вариациях напряжения от 0 до 10000 В. Ток зарядившихся частиц, прошедших сепаратор и осевших на фильтре — коллере, измерялся малощумящим электрометрическим усилителем. Переход к значениям размера и концентрации частиц осуществлялся с помощью имеющихся зависимостей между размером, зарядом и подвижностью аэрозольных частиц с учетом характеристик зарядника и сепаратора, а также значений расхода воздуха.

Калибровка производилась с использованием электрического классификатора модели 3071 и аэрозольного электрометра модели 368 по методике [8]. Относительная основная погрешность измерения размеров и концентрации частиц размерами от 0,01 до 0,4 мкм оценивается без учета спектрометрической погрешности, равной 20%, а вне этих размеров — 30–35%. Верхний предел измерения счетной концентрации составлял 10^7 см⁻³. Нижний предел зависел от размера частиц: для $D = 3\div 6$ нм он составлял $N_{\min} = 100\div 30$ см⁻³, для $D = 10\div 20$ нм $N_{\min} = 20\div 10$ см⁻³, для $D = 40\div 400$ нм $N_{\min} = 8\div 3$ см⁻³. При входном сопротивлении электрометра 10^{12} Ом полный спектр размеров $N(D)$ по 20 каналам провлялся в течение 20 мин. Каждодневно регистрировались 72 усредненных спектра размеров и эпизодические спектры подвижностей частиц (при отключении униполярного зарядника).

Датчик анализатора устанавливался в проеме окна. Пробы воздуха отбирались со скоростью 70–150 см³/с по трубе длиной 2 м и диаметром 1 см с высоты 5 м над уровнем земли. Для формирования воздушной рубашки при объемном расходе до 750 см³/с использовался очищенный окружающий воздух. Заметим, что в отличие от популярных дифференциальных спектрометров DMPS, DMA и др., где применяются конденсационные укрупнители на парах спиртов, интегральный анализатор адекватно «реагировал» на обводнение атмосферных ядер при суточных изменениях относительной влажности воздуха.

Периодически проводились измерения спектра размеров грубодисперсных частиц в интервале $D = 0,5\div 10$ мкм с помощью фотоэлектрического счетчика РС-218 фирмы Ройко, США.

Турбулентная структура нижнего слоя вплоть до 1000 м оценивалась по данным сонара М300С фирмы «Aerovironment», США, излучающего на не-

сущей частоте 1600 Гц импульсы длительностью 0,1 с (<http://sodar.obninsk.org>). Использовались также ряды измерений температуры, скорости и направления ветра на уровнях метеорологической мачты ВММ 8, 121 и 301 м (<http://typhoon-tower.obninsk.org>). Мачта ВММ высотой 320 м расположена в лесопарковой зоне г. Обнинска на удалениях 1 км от площадки 1 и 14 км от площадки 2.

2. Суточные вариации аэрозоля в воздушных массах высокого давления

Зимой 2006/07 г. антициклональный характер циркуляции воздушных масс преобладал в 30–40% всего времени. Обычно он сопровождался поступлением холодных воздушных масс из Северной Атлантики, а также хорошо выраженными и воспроизводимыми суточными вариациями дисперсности приземного аэрозоля при наличии устойчивого снежного покрова.

2.1. Дисперсный состав и концентрация аэрозоля

Непрерывный ряд записей спектра размеров аэрозоля по 19 фракциям в интервале $D = 4\div 1000$ нм и общей концентрации частиц N иллюстрируют диаграммы на рис. 1.

1. Хорошо видно, что в каждый из 6 дней с 9 по 14 февраля 2006 г. концентрация и дисперсность частиц претерпевают серьезные, но практически идентичные изменения. Появление в отдельные дни облаков и твердых осадков положения не меняло.

Для подтверждения естественного характера наблюдаемых здесь и далее закономерностей и слабого влияния местных источников загрязнений на аэрозольный режим территории укажем на два важных факта:

1) характер спектра размеров и изменений концентрации частиц на площадках 1 и 2 был практически одинаков;

2) примерно идентичные вариации этих параметров имели место как в рабочие, так и в нерабочие дни.

Эти факты подтверждаются хорошо воспроизводимыми суточными вариациями общей концентрации N частиц диаметром 4–1000 нм для трех дней февраля (рис. 2). В ночные часы концентрации минимизировались на уровне $N = (1-2) \cdot 10^3$ см⁻³. К 9–10 ч утра значения N возрастали в 20–40 раз.

На рис. 3 приведены записи суточных изменений концентраций аэрозолей разных размеров. Можно видеть, что в вечерние и ночные часы изменчивость содержания частиц диаметром $D = 2-600$ нм не превышала 20–30%, т.е. была невысокой. При утреннем прогреве с 8 до 11 ч проявлялись резкие, но независимые вариации притока частиц разных размерных фракций. Так, концентрация частиц ядерной фракции $D = 5\div 20$ нм увеличилась более чем в 20 раз, ядер Айткена $D = 20\div 60$ нм в 5 раз, грубодисперсной фракции

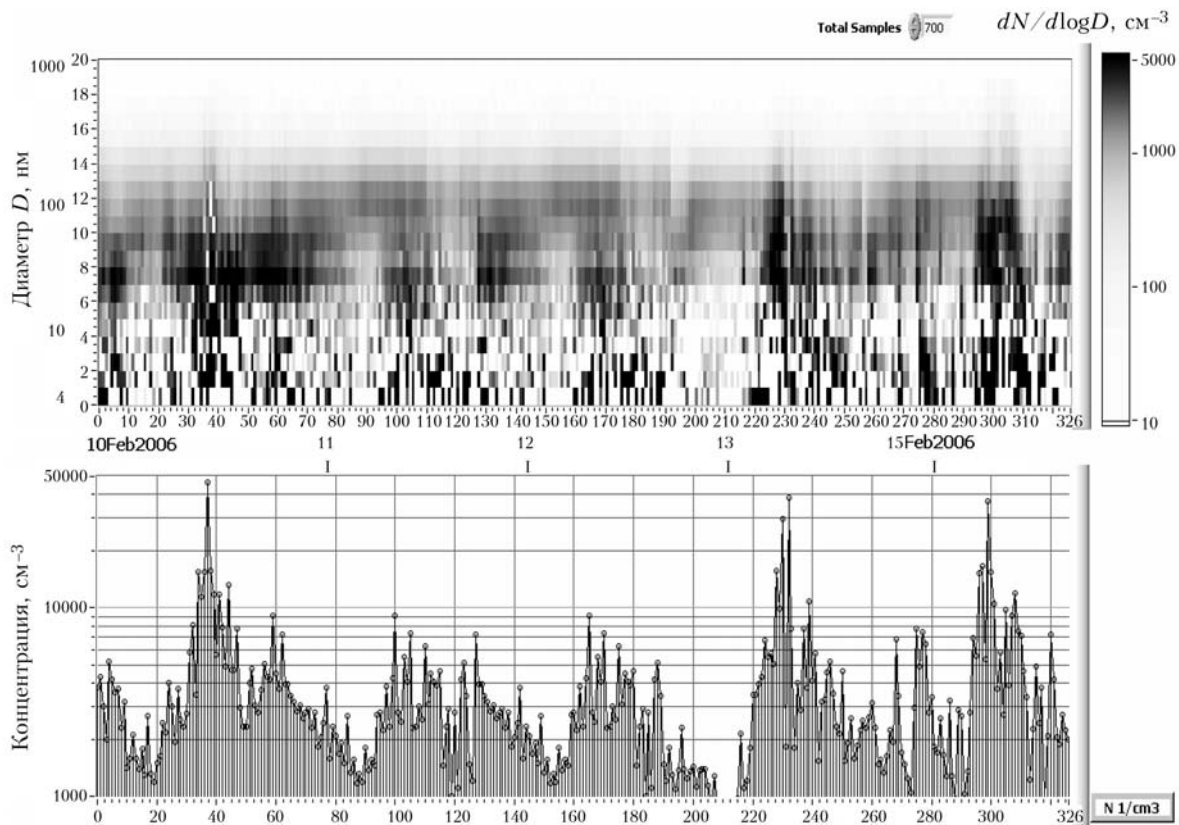


Рис. 1. Трехмерная диаграмма «диаметр D – концентрация аэрозоля $dN/d\log D$ – текущее время» и график суточных вариаций общей концентрации частиц N . Непрерывные ряды измерений 09–14 февраля 2006 г. Воздушные массы из Северной Атлантики. Облака и осадки отсутствовали. Толщина снежного покрова 33 см. Температура воздуха в начале цикла -32°C , в конце -10°C , относительная влажность 65–85%, скорость ветра 0,5–2 м/с, атмосферное давление (740 ± 10) мм рт. ст. Спектры 210–216 измерялись при выключенном заряднике электрического анализатора аэрозолей

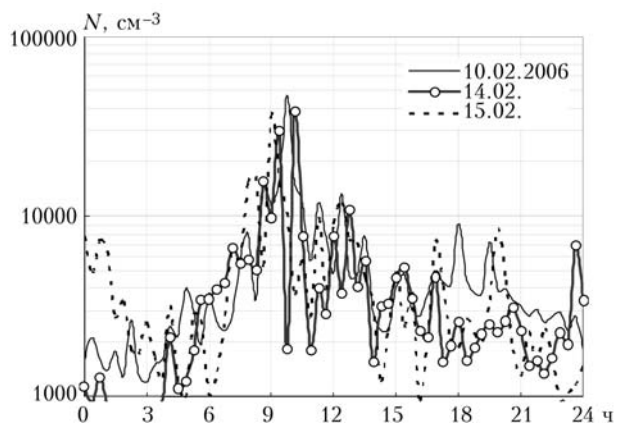


Рис. 2. Суточный ход счетной концентрации N атмосферных аэрозолей диаметром $D = 4 \div 1000$ нм в трех эпизодах с утренними эмиссиями в феврале 2006 г. Условия измерений см. на рис. 1

$D = 300\text{--}800$ нм в 4–10 раз, но аккумулятивной фракции $D = 80 \div 200$ нм лишь в 1,1–1,2 раза. Подобное распределение приростов N по шкале D с минимумом в области частиц аккумулятивной фракции указывает на возможное действие нескольких независимых механизмов генерации частиц.

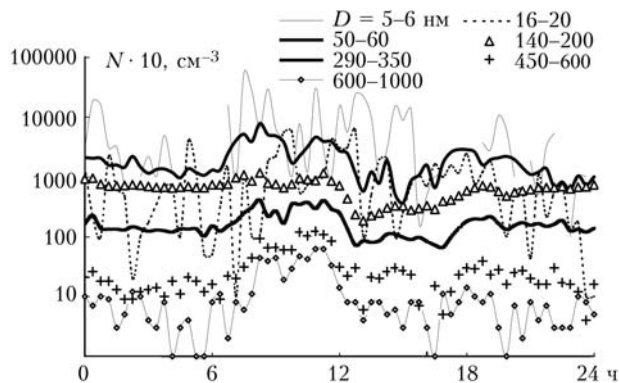


Рис. 3. Запись вариаций счетной концентрации аэрозольных частиц N в семи узких размерных интервалах. Эпизод с утренними эмиссиями частиц 15 февраля 2006 г.

Приведем количественные сопоставления. Из рис. 1 и 3 вытекает, что средняя скорость притока новых частиц с 8 до 12 ч находилась в пределах $dN/dt \approx 1 \div 2 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Но в период с 8 до 10 ч быстрее всего формировались частицы нанометрового интервала размеров частиц $D = 4 \div 10$ нм: $dN/dt \approx 5 \div 7 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Эти значения характерны для ряда схем конверсионных процессов [9–13]. Заметим также, что в регионах г. Томска и Прибайкалья,

а также в толще атмосферы над территорией Сибири скорости роста новых частиц находились в близких пределах $1,8\text{--}5,5 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ [14, 15].

Притоки частиц размерами выше $150\text{--}200 \text{ мкм}$ были существенно более низкие — $dN/dt < 0,1 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, но именно новые крупные частицы обеспечили высокие скорости прироста поверхностной $dS/dt \approx 25 \text{ мкм}^2 \cdot \text{см}^{-3} \cdot \text{ч}^{-1}$ и массовой $dM/dt = 2,5 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{ч}^{-1}$ концентрации. Известные механизмы конверсии «газ—аэрозоль» таких скоростей не обеспечивают [3, 10, 11, 13], так что неконверсионные механизмы притока и стока готовых частиц могут оказаться предпочтительными.

Максимальные значения концентрации нанометровых ядер $N_m = (2\text{--}5) \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ и ядер Айткена $N_m = (2\text{--}3) \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ достигались обычно к 9–10 ч. К этому времени средние спектры размеров эволюционировали от узких одномодальных к широким многомодальным (рис. 4).

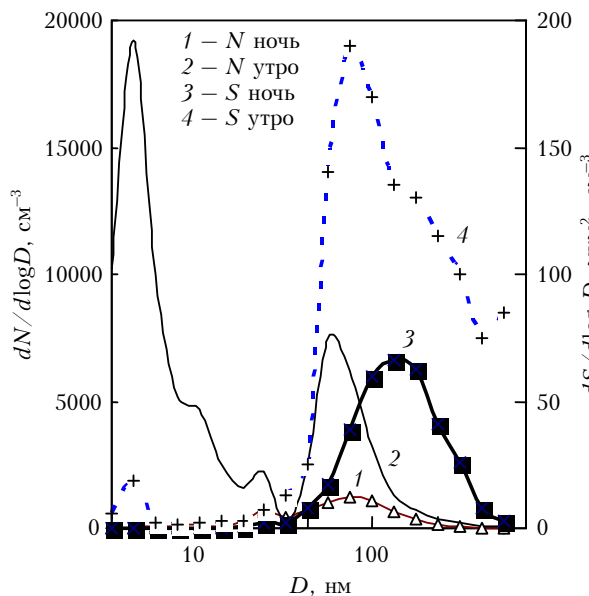


Рис. 4. Дифференциальные распределения аэрозольных частиц по диаметрам $dN/d\log D$ и площадям $dS/d\log D$, характерные для периодов минимальных (ночь 3–5 ч, шкала справа) и максимальных эмиссий новых частиц (утро 8–10 ч, шкала слева). Эпизоды 15–16 февраля 2006 г.

К полудню общая концентрация N обычно снижалась в 3–5 раз, что логично связать с интенсификацией коагуляционного стока и увеличением доли крупных частиц. Концентрации грубодисперсных частиц $D > 300 \text{ нм}$ достигали максимума не ранее полудня и затем медленно снижались. Интересно, что формы утренних спектров размеров $dN/d\log D$ и площадей $dS/d\log D$ при этом сохранились (см. рис. 1).

Дальнейший анализ проведем с привлечением данных акустического зондирования, измерений скорости ветра U и температуры воздуха T на уровнях метеорологической мачты 8, 121 и 301 м.

2.2. Стратификация нижней атмосферы

Графики суточного хода верхней границы приземной инверсии Z на рис. 5 построены по результатам акустического зондирования. По оси ординат отложена высота над земной поверхностью Z , рассчитанная по скорости звука и времени задержки прихода эха, по оси абсцисс — местное время.

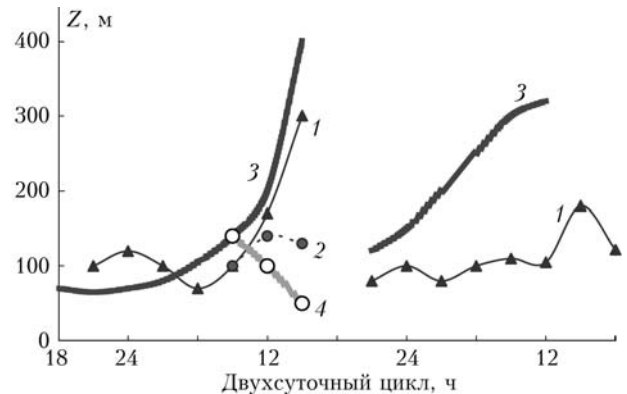


Рис. 5. Изменения во времени верхней границы (1) инверсионного слоя по данным акустического локатора для двух характерных эпизодов с эмиссиями наночастиц: 15–16 февраля 2006 г. (1, 2) и 11–13 февраля 2007 г. (3, 4). Кривые 2, 4 характеризуют отрыв части инверсионного слоя после восхода солнца

Эхосигнал, отраженный верхней границей слоя температурной инверсии, соответствует в единицах структурной характеристики пульсаций температуры $0,01 \text{ град}^2/\text{м}^2/3$.

По этим данным в 4–6 ч ночного времени (GMT + 3) толщина слоя приземной инверсии составляла $Z = (85 \pm 15) \text{ м}$ при температуре минус $20\text{--}22 \text{ }^\circ\text{C}$ и относительной влажности $90\text{--}95\%$. Соответственно именно с формированием этого слоя, для которого притоки частиц внутрь отсутствуют, можно непротиворечиво связать наблюдаемую постепенную минимизацию концентрации ночного аэрозоля. Из-за невысокой скорости приземного ветра $1\text{--}2 \text{ м/с}$ и хорошего перемешивания ночная атмосфера выше 100 м в период с 2 до 4 ч была достаточно однородной.

Отсутствие частиц нанометрового интервала размеров в ночные часы есть очевидный признак локального демпфирования конверсионных процессов «газ—аэрозоль», хотя по данным [5, 13] хорошо охлажденный арктический воздух есть благоприятная среда для формирования наночастиц. Механизм локального ингибирования генерации наночастиц остается пока не ясным.

2.3. Дневная эволюция характеристик аэрозоля

Восход солнца в 8 ч и последующий прогрев воздуха стимулировали уменьшение градиентов температуры и постепенный рост высоты слоя инверсии до 300 м , что улучшило перемешивание

в пограничном слое. Увеличились скорости роста счетной и поверхностной концентраций частиц, достигшие упомянутых максимумов $N_m \sim 5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ и $S_m \sim 300 \text{ мкм}^2/\text{см}^3$ к 10 и 12 ч соответственно. Судя по данным на рис. 2, 3 и 5, моменты прекращения притока новых частиц и разрушения инверсионного слоя совпали.

Максимум интенсивности солнечного излучения наблюдался примерно в 13 ч, но выравнивание градиентов в слое 300 м продолжалось вплоть до 14–15 ч при температуре -10°C и относительной влажности 70–75%. Уже после 18–19 ч градиенты и инверсионный слой вновь начали формироваться.

2.4. О механизмах интенсивного притока аэрозоля

Остановимся на интерпретации фактов быстрого появления и интенсивного притока нанометровых частиц. Как отмечалось, после разрушения задерживающего слоя наночастицы могли появиться в результате механического транспорта из вышележащих слоев либо готовых наночастиц, либо газов-прекурсоров (с протеканием конверсии *in situ*), а также в результате внешнего энергетического стимулирования газофазных процессов, например интенсивным излучением солнца, дополнительной ионизацией воздуха и т.п. [13, 16]. Качественный анализ показывает следующее.

1. Если учесть, что в период утренней эмиссии верхняя граница приземной температурной инверсии обычно поднималась от 50–70 до 200–250 м, то механизм притока готовых наночастиц из вышележащих слоев тропосферы не представляется реальным. Так, несложно показать, что разрушение инверсии и транспортировка аэрозоля вниз есть процессы более медленные, чем коагуляция нанометровых частиц, характерное время которой составляет примерно 10 мин [9, 13]. Иными словами, конвективный механизм притока наночастиц в наблюдаемых высоких концентрациях проявиться не должен. Обогащения приземного воздуха более укрупненными частицами $D = 10 \div 20 \text{ нм}$ не наблюдалось.

2. Существенного вклада электрических процессов не замечено. Для оценки электрического состояния аэрозольных частиц использовался электрический анализатор в режиме с отключенным зарядным устройством (см. записи на рис. 1). Оказалось, что подавляющая часть (около 85%) аэрозольных частиц, несущих электрические заряды, по своим размерам соответствовала частицам аккумулятивной фракции $D = 80 \div 200 \text{ нм}$. Доля заряженных нанометровых частиц не превышала 10%. В целом, интегральный объемный электрический заряд как в фоновых условиях, так и в периоды эмиссий близок к нулевому.

3. В рамках полученных результатов реальным представляется механизм конверсии «газ–аэрозоль» *in situ*. Он стимулирован конвективным притоком в нижнюю атмосферу пока не установленных газов-

прекурсоров. Поступающие вниз более крупные частицы формировались и аккумулировались в вечернее и ночное время в толще атмосферы за пределами инверсий. Основные механизмы их появления – это газофазные реакции в охлажденном воздухе и реакции коагуляционного типа. Возможно также, что наблюдаемое в период времени с 11 до 16 ч затухание эмиссий новых частиц вызвано ограниченными ресурсами аккумулированных примесей.

В качестве выводов данного раздела отметим, что в зимних антициклонах проявляется хорошо выраженный суточный ход содержания аэрозолей, с многократным утренним увеличением концентраций самых мелких $D = 5 \div 20 \text{ нм}$ и самых крупных $D > 300 \text{ нм}$ частиц в спектре. Максимальная скорость притока наночастиц с 8 до 12 ч находилась в пределах $dN/dt \approx 5\text{--}7 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, усредненная по спектру размеров – $1\text{--}2 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. В целом, в зимних воздушных массах высокого давления подстилающая поверхность Центральной части ЕТР является преимущественно глобальным приемником аэрозольных частиц, формирующихся в газофазных реакциях.

3. Суточные вариации аэрозоля в воздушных массах низкого давления

Обычно в 35–45% холодного периода в Центральной части ЕТР преобладают воздушные массы пониженного давления. Тем не менее практически все наблюдения пространственно-временных вариаций аэрозолей выполнены в так называемых условиях хорошей погоды, которая характерна для воздушных масс высокого давления. Имеющиеся данные для периодов циклонической циркуляции в тропосфере немногочисленны и относятся к теплым сезонам [9–12]. Ниже приводятся первые результаты изучения эволюции аэрозоля в циклонах, характерных для декабря 2006 и января 2007 г. В этот период зима на территориях Центральной и Восточной Европы, а также Центральной части ЕТР оказалась теплее обычной на 7–8 °C. Преобладала облачная маловетренная погода с циклоническим характером циркуляции и отсутствием снежного покрова. Число солнечных дней снизилось в 5–6 раз (при усреднении за 100 последних лет). Атмосферное давление не выходило из пределов 726–740 мм рт. ст. Преимущественное направление ветра – южное и юго-западное. Скорость приземного ветра U не превосходила 2 м/с и часто принимала штилевые значения $U = 0,1 \div 0,5 \text{ м/с}$. Несмотря на 95%-е покрытие небосвода облаками, осадки были кратковременными и неинтенсивными. В 80% случаев относительная влажность превышала значения 85%, в остальное время – 75%.

Непрерывные записи изменений спектров размеров $dN/d\log D$ частиц аэрозоля размерами $D = 4 \div 1000 \text{ нм}$ и суммарной концентрации N для периода с 12 по 19 января 2007 г. представлены на рис. 6.

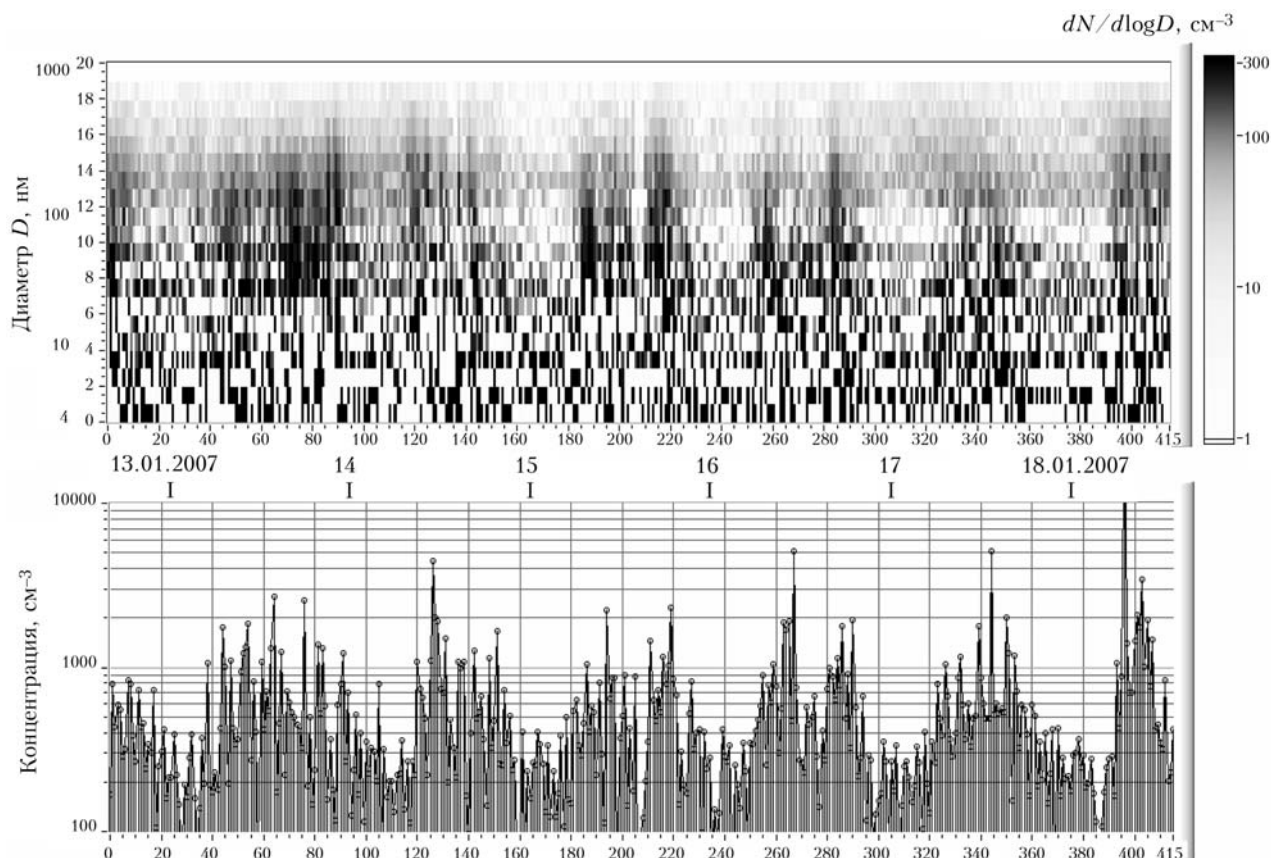


Рис. 6. То же, что на рис. 1. Эпизоды 12–19 января 2007 г. Воздушные массы из Северной Атлантики. Циклоническая циркуляция. Снежный покров отсутствовал, осадки незначительные, слоистая облачность в 95% времени наблюдений. Скорость ветра 0,1–1 м/с. Температура воздуха в начале цикла -1°C , в конце $+5^{\circ}\text{C}$, относительная влажность в полдень 80–85%, в полночь 93–96%. Атмосферное давление 726–740 мм рт. ст. Спектры 207–210 измерены при выключенном униполярном заряднике

При восходе в 9 ч и заходе в 16 ч длительность светового дня составила около 7 ч. В течение 7 дней синоптическая ситуация, направление прихода воздушных масс и состояние почвенного покрова были идентичными. Это в некоторой степени объясняет одинаковый характер межсуточных и внутрисуточных изменений размеров и концентрации приземного аэрозоля в данном цикле.

Более того, из сопоставления рис. 1 и 6 вытекает принципиально важный факт, что характер межсуточных вариаций аэрозоля в массах высокого и низкого давления идентичен при различном состоянии снежного покрова. Основное отличие аэрозольного режима в циклонах — это и существенно низкие концентрации аэрозольных частиц N и отсутствие интенсивных эмиссий наноаэрозолей. В частности, над бесснежной почвой при высокой относительной влажности воздуха дневные $N_{\text{дн}} = 10^3 \div 3 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ и ночные $N_{\text{нч}} = 100 \div 300 \text{ см}^{-3}$ значения оказались в 8–12 раз более низкими, чем в морозном сухом воздухе над снежной поверхностью, где $N_{\text{дн}} = 10^4 \div 5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, $N_{\text{нч}} = 10^3 \div 2 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$.

Отметим другие особенности аэрозольного компонента в воздушных массах низкого давления:

- в суточных вариациях концентрации аэрозоля заметнее всего проявляются ночные минимумы в 3–5 ч при отсутствии грубодисперсных частиц.

Утренние максимумы сдвинуты к 11–12 ч. Концентрацию аэрозоля определяют частицы фракции Айткена и аккумулятивной фракции $D = 20 \div 250 \text{ нм}$;

- полоса частиц аккумулятивной фракции в зимних циклонах смещается от $D = 70 \div 150 \text{ нм}$ на $D = 150 \div 250 \text{ нм}$, что логично связать с повышенной относительной влажностью воздуха;

- как и в воздушных массах высокого давления, в ночное время формируется слой термической инверсии (рис. 7). Однако его верхняя граница приподнята на существенно более высокий уровень 400–500 м. В дневное время верхняя граница инверсии не разрушается, что ограничивает обменные процессы между пограничным слоем и верхними слоями. Вполне вероятно, что именно слабый приток газов-прекурсоров и новых частиц определяет невысокий аэрозольный фон в зимних циклонах;

- особенностью режима является появление приземного турбулизованного слоя мощностью порядка сотен метров (рис. 7). Его роль в притоках и стоках частиц пока не ясна.

В целом из изложенного в разделе вытекает важный вывод, что на аэрозольный режим пограничного слоя в воздушных массах низкого давления притоки примесей из верхних слоев существенно не влияют. Основную роль играют внутренние источники, мощность которых, как видно, невелика.

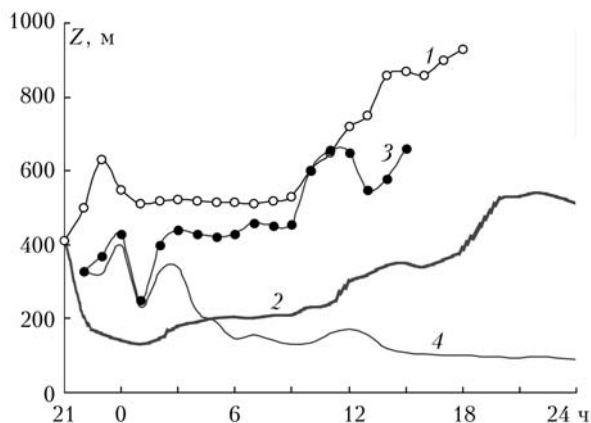


Рис. 7. Характерные суточные изменения высоты Z приподнятой инверсии (1, 3) и толщины турбулизованного приземного слоя (2, 4) по данным акустического зондирования. Эпизоды в условиях циклонической циркуляции в декабре 2006 г. (1, 2) и январе 2007 г. (3, 4)

4. Суточные вариации аэрозоля при суперпозиции фронтальных зон

Исследования физико-химического состояния атмосферного аэрозоля в переходных синоптических ситуациях также пока находятся в зачаточном состоянии. Отдельные наблюдения обнаруживают в подобных ситуациях интенсивные притоки новых частиц [7, 17, 18]. Для примера рассмотрим характерную для центральных районов ЕТР метеорологическую ситуацию, когда произошло смешение воздушных масс с различными условиями генезиса и содержанием загрязнителей. Именно такая ситуация сложилась 11–13 февраля 2007 г. Изменения счетной N и поверхностной S концентрации аэрозолей в этот период иллюстрирует рис. 8.

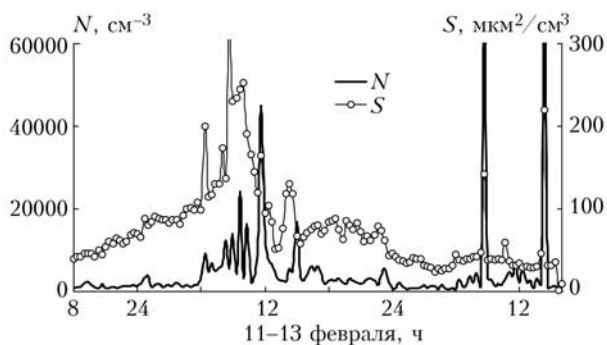


Рис. 8. Изменения численной N и поверхностной S концентраций аэрозольных частиц при суперпозиции фронтов «теплый–холодный–теплый» 11–13 февраля 2007 г. Толщина снежного покрова 30 см. При эмиссиях частиц утром 12 февраля температура воздуха $-(13 \pm 3)^\circ\text{C}$, относительная влажность 70–90%, скорость ветра 0–2 м/с, атмосферное давление (750 ± 2) мм рт. ст. 13 февраля имели место снежные метели при повышении температуры до -4°C , скорости ветра до 4 м/с. Данные о структуре пограничного слоя см. на рис. 5

В первые 12 ч наблюдений с западных направлений поступала умеренно загрязненная аэрозолем влажная воздушная масса, так что счетная концен-

трация частиц диаметром от 4 до 1000 нм постепенно возрастала с хорошим темпом $2,5 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. В спектрах $N(D)$ преобладали наночастицы, что объясняет невысокие значения общей поверхности аэрозоля $S = (10 \pm 3) \text{ мкм}^2/\text{см}^3$.

Ситуация резко изменилась после 6 ч утра 12.02.2007 г., когда направление ветра сменилось на северное и в регион начали поступать массы охлажденного воздуха из Заполярья. Выхолаживание приземного слоя происходило быстро: за 12 ч температура воздуха упала с -10 до -27°C . При невысокой скорости приземного ветра 1–2 м/с толщина приземного инверсионного слоя изменилась слабо: с 70 до 100 м (см. рис. 4). Восход солнца в 8 ч 30 мин и дневной прогрев стимулировали уменьшение градиентов температуры в слое 300 м вплоть до ее выравнивания на уровне -10°C в 15–18 ч. К 10 ч счетная концентрация увеличилась до высоких значений $N = (5–7) \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, причем скорость ее прироста достигла рекордного для трехлетнего периода наблюдений значения: $dN/dt \approx 10 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Максимум удельной поверхности $S = 300 \text{ мкм}^2/\text{см}^3$ был зафиксирован на 2 ч позже.

Важно отметить два интересных факта. Во-первых, наблюдаемые утренние эмиссии нового аэрозоля, прежде всего нанометрового размера, происходили на существенно высоком аэрозольном фоне $N = (2–3) \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, $S = 50–100 \text{ мкм}^2/\text{см}^3$. В аналогичных экспериментах в западной Финляндии [4, 11, 12, 18, 19] высокий аэрозольный фон ингибировал эмиссии наночастиц. Во-вторых, в данном эпизоде (см. рис. 4 и 7), так же как и в эпизодах в антициклонах (см. рис. 1 и 4), моменты прекращения эмиссий новых частиц и разрушения инверсионного слоя находились между 12 и 13 ч дня, когда интенсивность солнечного излучения близка к максимуму. В последующие часы концентрация аэрозоля постепенно снизилась до средних фоновых уровней. После начала снежных осадков происходило дальнейшее ее понижение при наличии кратковременных приростов частиц диаметром менее 100 нм. Интересно, что эти осадки постепенно разрушили ночную инверсию, так что уже к 6 ч утра ее верхняя граница достигла уровня 300 м. В целом подобные процессы заметного влияния на содержание приземного аэрозоля не оказали.

Таким образом, замещение влажной циклонической воздушной массы на холодную сухую интенсифицирует эмиссии частиц приземного аэрозоля даже на фоне повышенной концентрации ранее существующих частиц.

С целью обобщения в таблицу сведены характерные значения численной N , поверхностной S и массовой M концентраций аэрозолей, наблюдаемые в январе и феврале 2006–2007 гг. в воздушных массах высокого и низкого давления, а также при суперпозиции этих атмосфер. При расчетах массовой концентрации M плотность аэрозольного вещества равнялась $1,7 \text{ г}/\text{см}^3$. Для сопоставления в правом столбце приведены данные для исследуемого региона, усредненные за летние месяцы 1980–2000 гг. [1].

Сопоставление средних и максимальных (в скобках) численной N , поверхностной S и массовой M концентраций атмосферного аэрозоля диаметром 4–500 нм в трех конкретных синоптических ситуациях, характерных для зим 2006–2007 гг.

Дата	9–14 февраля 2006 г.		12–19 января 2007 г.		11–13 февраля 2007 г.		Лето 1980–2000 гг.
Характер циркуляции	антициклон		циклон		суперпозиция фронтальных зон		произвольный
Вероятность ситуации, %	30–35		35–45		10–15		100
Время суток, ч	03–04	08–11	03–05	11–12	04–06	10–11	00–24
N , см ⁻³	1000 (1200)	9000 (48000)	150 (500)	800 (5000)	5200 (10000)	20000 (51000)	7500 ± 2500
S , мкм ² /см ³	39	204	6,7	15	10	165	(56 ± 22)%
M , мкг/м ³	1,4	8	0,4	0,9	3	10	(12,8 ± 4,3)%

Интересно, что притоки новых частиц и генерирующая способность нижней атмосферы максимальны в зимних антициклонах. Однако в летний период средние концентрации аэрозольных частиц S и M оказываются более высокими. Интересен также факт высокой чистоты дневного и ночного воздуха в зимних воздушных массах низкого давления.

Заключение

1. В воздушных массах высокого и низкого давления, на 60–75% определяющих зимнюю синоптическую ситуацию над Центральной частью ЕТР, проявляются суточные вариации концентрации и спектра размеров аэрозоля с ночными минимумами 3–5 ч и утренними максимумами 9–12 ч.

2. В зимних антициклонах утренние приросты численной и поверхностной концентраций обусловлены десятикратным (и более) увеличением вклада нанометровых ($D = 4\div 15$ нм) и грубодисперсных частиц ($D > 300$ нм). Максимальная скорость притока наночастиц составляла $5\text{--}7$ см⁻³·с⁻¹, усредненная по спектру всех размеров – $1\text{--}2$ см⁻³·с⁻¹.

3. Особенность аэрозольного режима в циклонах – существенно низкие концентрации аэрозольных частиц всех размеров и отсутствие интенсивных эмиссий наноаэрозолей. Даже над бесснежной почвой при высокой относительной влажности воздуха дневные ($N_{\text{дн}} = 10^3\div 3 \cdot 10^3$ см⁻³) и ночные ($N_{\text{нч}} = 100\div 300$ см⁻³) значения были в 8–12 раз ниже, чем в морозном сухом воздухе над снежной поверхностью, где $N_{\text{дн}} = 10^4\div 5 \cdot 10^4$ см⁻³, $N_{\text{нч}} = 10^3\div 2 \cdot 10^3$ см⁻³.

4. В антициклонах утренние притоки аэрозоля осуществляются, вероятней всего, по двум каналам: формированием нанометровых частиц *in situ* путем конверсии «газ–аэрозоль» и поступлением из верхних слоев уже укрупненных частиц (вплоть до $D = 200\div 400$ нм). Оба процесса синхронизированы с разрушением ночной температурной инверсии мощностью 100 м и улучшением вертикального обмена. Конверсия стимулирована конвективным притоком в нижнюю атмосферу пока не установ-

ленных газов-прекурсоров. Поступающие вниз укрупненные частицы формировались и аккумулировались в вечернее и ночное время в толще атмосферы за пределами инверсии. Дневное затухание эмиссий новых частиц вызвано ограниченными ресурсами аккумулированных примесей.

5. В циклонах в ночное время также формируется слой термической инверсии. Однако его верхняя граница приподнята на существенно более высокий уровень 400–500 м. В дневное время верхняя граница инверсии не разрушается, что ограничивает приток газов-прекурсоров и новых частиц.

6. В зимние месяцы подстилающая поверхность Центральной части ЕТР, причем независимо от степени покрытости снегом, является преимущественно глобальным приемником аэрозольных частиц, формирующихся в воздушных массах арктического происхождения.

1. Смирнов В.В. Аэрозольный климат Подмосковья // Метеорол. и гидрол. 2003. № 9. С. 37–49.
2. Кондратьев К.Я. От нано- до глобальных масштабов: свойства, процессы образования и последствия воздействия атмосферного аэрозоля. 3. Процессы образования (нуклеации) аэрозоля // Оптика атмосфер. и океана. 2004. Т. 17. № 10. С. 787–807.
3. Кондратьев К.Я. Атмосферный аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. Ч. 1. Свойства аэрозолей различного типа // Оптика атмосфер. и океана. 2004. Т. 17. № 1. С. 5–24.
4. Смирнов В.В., Сальм Я.Й., Мякела Ю.М., Паатеро Ю. Динамика атмосферного аэрозоля, ионов и минорных газов при вторжениях арктического воздуха // Оптика атмосфер. и океана. 2004. Т. 17. № 1. С. 71–80.
5. Цыро С.Г. Региональная модель формирования, трансформации и дальнего переноса аэрозольных частиц в атмосфере // Метеорол. и гидрол. 2008. № 2. С. 34–46.
6. Smirnov V.V. Study of Aerosol Emission at Continental Area of Russia // Proc. of Nucleation and Atmospheric Aerosols, 17th Int. Conf. Galway, Ireland, 2007 (Edited by Colin D. O'Dowd and Paul E. Wagner). 2007. P. 777–781.
7. Смирнов В.В. Наночастицы в пограничном слое: сезонные и суточные вариации // Исследование процессов в нижней атмосфере при помощи высотных

- сооружений. Обнинск: НПО «Тайфун», 2008. С. 105–109.
8. Sem G.J. Electric aerosol analyzer: operation, maintenance and application // Aerosol measurement (ed. D.A. Lundgren, et al.). Gainesville: Univ. of Florida, 1979. P. 400–432.
 9. Weber R.J., Marti J.J., McMurry P.H., Eisele F.L., Tanner D.J., Jefferson A. Measurement of new particle formation and ultrafine particle growth rates at a clean continental sites // J. Geophys. Res. D. 1997. V. 102. P. 4375–4385.
 10. Birmili W., Wiedensohler A. New particle formation in the continental boundary layer: Meteorological and gas phase parameter influence // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. P. 3325–3328.
 11. Kulmala M., Vehkamäki H., Petäjä T., Dal Maso M., Lauri A., Kerminen V.-M., Birmili W., McMurry P.H. Formation and growth rates of ultrafine atmospheric particles: a review of observations // J. Aerosol Sci. 2004. V. 35. N 2. P. 143–176.
 12. Смирнов В.В., Сальм Я.Й., Мякелä Ю.М., Паатеро Ю. О взрывном появлении сверхмалых аэрозольных частиц в атмосфере // Метеорол. и гидрол. 2005. № 4. С. 40–55.
 13. Смирнов В.В. Природа и эволюция сверхмалых аэрозольных частиц в атмосфере // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2006. Т. 42. № 6. С. 723–748.
 14. Dal Maso M., Sogacheva L., Anisimov M.P., Arshinov M., Baklanov A., Belan B., Khodzher T.V., Obolkin V.A., Staroverova A., Vlasov A., Zagaynov V.A., Lushnikov A., Lyubovtseva Y.S., Riipinen I., Kerminen V.-M., Kulmala M. Aerosol particle formation events at two Siberian stations inside the boreal forest // Boreal Environ. Res. 2008. V. 13. N 1. P. 81–92.
 15. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Парис Ж.-Д., Задде Г.О., Симоненков Д.В. Пространственная и временная изменчивость микродисперсной фракции аэрозоля (наночастиц) на территории Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21. № 12. С. 1015–1023.
 16. Смирнов В.В., Савченко А.В., Иванов В.Н. Модификация ядер конденсации при энергетических воздействиях. 1. Ион-стимулированная нуклеация // Оптика атмосфер. и океана. 2006. Т. 19. № 5. С. 404–412.
 17. Mäkelä Y.M., Koronen I.K., Aalto P., Kulmala M. One-year data of submicron size modes of tropospheric background aerosol in Southern Finland // J. Aerosol Sci. 2000. V. 31. N 5. P. 595–611.
 18. Смирнов В.В. О механизмах притока и стока аэрозольных частиц в нижней атмосфере // Исследование процессов в нижней атмосфере при помощи высотных сооружений. Обнинск: НПО «Тайфун», 2008. С. 171–174.
 19. Smirnov V.V., Salm J., Mäkelä J.M. Study of the emission of nanometer aerosol particles and intermediate air ions in atmospheric boundary layer // Nucleation and Atmospheric Aerosols-2004: 16th Int. Conf. Kyoto, Japan, 2004. P. 316–319.

V.V. Smirnov. The study of aerosol emission in the Central Part of the European Territory of Russia during the winter period.

During the winter time of 2005–2007 in the Central Part of the European Territory of Russia (ETR) the atmospheric aerosol inflow and outflow were defined mainly by the low troposphere stratification and by air mass prehistory. Unlike the well studied new aerosol emission (ENA) in boreal forests of the Northern Europe, at Central ETR the intensive ENA were observed not only in anticyclones, but also in cyclones. The period from the ENA initiation before the maximum of particle inflow are tens minutes. For Northern Europe characteristics are several hours. There were less significant relations in the ENA intensity by the direction and wind speed, as well as the soil surface condition. The regular ENA occasion coincided with the beginning of night inversion decay. The ENA stopped on achievement the top inversion level of 150–200 m. In 50–60% episodes the number concentration N , surface S and mass M concentration of new particles reached $N = (3 - 5) \cdot 10^5 \text{ 1/cm}^3$, $S = 200\text{--}330 \text{ }\mu\text{m}^2/\text{cm}^3$, $M = 50 \text{ }\mu\text{m}/\text{m}^3$, which in 50–500 times exceeded nighttime minima, and in tens of times –the background values. Sedimentation loss of aerosol particles on the soil surface occurred from the moment of evening inversions formation to the beginning of the morning inversion decay.