

Образование новых аэрозольных частиц и их эволюция в отфильтрованном атмосферном воздухе: результаты экспериментов в Большой аэрозольной камере НПО «Тайфун»

Н.П. Романов¹, А.В. Алексеева², М.А. Васильева³,
С.Н. Дубцов⁴, В.Н. Иванов¹, О.И. Озолс¹, А.А. Палей^{✉ 2},
Ю.В. Писанко^{2, 5}, Д.Г. Сахибгареев^{1*}

¹ФГБУ НПО «Тайфун»

249038, г. Обнинск, Калужская обл., ул. Победы, 4

²Институт прикладной геофизики имени академика Е.К. Федорова

129128, г. Москва, Ростокинская ул., 9

³Российский университет транспорта (МИИТ)

127994, ГСП-4, г. Москва, ул. Образцова, 9

⁴Институт химической кинетики и горения им. В.В. Воеводского СО РАН

630090, г. Новосибирск, Институтская ул., 3

⁵Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет)

141701, Московская обл., г. Долгопрудный, Институтский пер., 9

Поступила в редакцию 27.03.2023 г.;

после доработки 2.06.2023 г.;

принята к печати 12.06.2023 г.

Результаты экспериментов, проведенных в Большой аэрозольной камере НПО «Тайфун», показали, что в темноте в очищенном от аэрозолей изолированном от внешней среды объеме атмосферного воздуха спустя 20 мин после его очистки регистрируются новые аэрозольные частицы размером более 15 нм. Образование новых частиц связывается с возможным наличием в атмосферном воздухе газов – предшественников аэрозолей, которые под действием проникающих внутрь камеры космических лучей превращаются в аэрозоли. Наблюдаемая в экспериментах эволюция (в течение нескольких суток) спектра размеров образующихся частиц показывает, что образование новых аэрозольных частиц продолжается не более 20 ч; частицы укрупняются до размеров более 100 нм. После повторной очистки воздуха внутри камеры с удалением вновь образованных аэрозолей новых частиц больше не наблюдалось в течение 10 сут.

Ключевые слова: аэрозольные частицы, ионы, газы-предшественники, нуклеация, Большая аэрозольная камера ФГБУ НПО «Тайфун»; aerosol particle, ions, precursor gas, nucleation, Large Aerosol Chamber of RPA “Typhoon”.

Введение

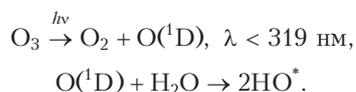
Первые лабораторные опыты по исследованию образования аэрозолей из газов-предшественников

провел Дж. Айткен [1] В работах [2–5] показано, что вследствие фотохимических и химических преобразований из газов-предшественников аэрозоля в атмосфере образуются новые частицы нанометрового диапазона. В процессе своей эволюции эти частицы укрупняются до размеров порядка 100–300 нм и могут рассматриваться в качестве атмосферных ядер конденсации для зарождения облачных капель. Основные процессы формирования новых аэрозольных частиц резюмированы в обзоре [6]. На основе данных наблюдений в природных условиях отмечена преобладающая роль солнечного излучения (фотохимических реакций) в образовании новых частиц [7] и атмосферных ионов в их стабилизации.

* Николай Петрович Романов (nik.romanov.36@mail.ru); Александра Валерьевна Алексеева (aleks.seva@gmail.com); Марина Алексеевна Васильева (marina.vasilyeva.mv@gmail.com); Сергей Николаевич Дубцов (dubtsov@kinetics.nsc.ru); Владимир Николаевич Иванов (vivanov@rpatyphoon.ru); Олег Игоревич Озолс (ozols@rpatyphoon.ru); Алексей Алексеевич Палей (a_paley@mail.ru); Юрий Владимирович Писанко (ypisanko@mail.ru); Джалиль Габбасович Сахибгареев (dg@rpatyphoon.ru).

Важную роль атмосферных ионов в образовании новых частиц подтвердили и лабораторные исследования [8, 9] в построенной в ЦЕРН камере CLOUD (Cosmics Leaving Outdoor Droplets) объемом 26,1 м³ со стенками из электрополированной нержавеющей стали [10]. Атмосферный воздух в камеру не закачивался; воздушная среда формировалась путем испарения жидкого азота и кислорода. В камеру добавлялись газы-предшественники аэрозоля: SO₂, NH₃ [9], и другие органические и неорганические газовые компоненты [8]. Ионный состав в камере формировался за счет дополнительной ионизации воздуха от пучка π⁺-мезонов.

Прежде чем перейти в аэрозольную фазу, SO₂ и биогенные летучие органические соединения должны пройти стадии окисления, сформировав достаточное количество паров малолетучих соединений H₂SO₄ и сильно окисленных молекул органических соединений. Прежде всего, они окисляются в ходе реакций с озоном (O₃), гидроксильным (OH^{*}) и нитратным радикалом (NO₃^{*}) (* означает возбужденное состояние) [11, 12]. Последний быстро разрушается в дневное время из-за фотолитического распада, поэтому он играет заметную роль в химии тропосферы только вечером и ночью [13–15]. Реакционная способность радикала OH^{*} на один порядок выше, чем NO₃^{*}, и на пять порядков выше, чем O₃ [15]. Основным механизмом образования HO^{*} в тропосфере является взаимодействие молекул воды с метастабильным кислородом O(¹D), образующимся при фотолизе O₃ [11, 15]:



В соответствии с этим перед подачей смесей газов-прекурсоров в камеру в [7] α-пинен окислялся озоном, а также гидроксильным радикалом (OH^{*}), образующимся в результате фотолиза озона и вторичных реакций; в [9] для стимуляции фотолитических реакций, в частности окисления SO₂ до H₂SO₄ в присутствии O₃ и H₂O, содержимое камеры облучали ультрафиолетом в диапазоне длин волн от 250 до 400 нм с помощью 250 вакуумных оптоволоконных вводов в верхней части камеры. В [7–9] помимо распределений по размерам образующихся частиц и аэроионов определяли их химический состав с помощью масс-спектрометров, а также концентрации SO₂, O₃ и NH₃.

Наличие ионов повышает скорость образования критических зародышей за счет их стабилизации (ион-индуцированная нуклеация) при условии, что скорость нуклеации не превышает предела скорости ионизации [16]. Ион-индуцированная нуклеация в пограничном слое атмосферы ограничена скоростью образования ионной пары с максимумом около 4 см⁻³ · с⁻¹ [10]. Из-за влияния стенок камеры время наблюдения процессов образования аэрозолей ограничивалось пятью часами.

Все вышеизложенное свидетельствует об актуальности исследований образования и эволюции

«новых частиц» в очищенном атмосферном воздухе в камере большого объема.

Цель исследования — экспериментальное подтверждение образования новых аэрозольных частиц из газовых составляющих атмосферного воздуха в условиях Большой аэрозольной камеры (БАК).

Экспериментальные исследования и обсуждение результатов

Экспериментальная установка

Эксперименты проводились в Большой аэрозольной камере ФГБУ НПО «Тайфун», где условия максимально приближены к условиям естественной атмосферы (рис. 1).

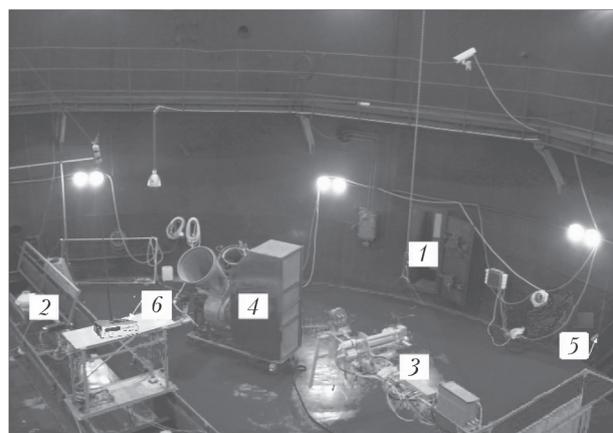


Рис. 1. Вид БАК НПО «Тайфун» изнутри: 1 — входной тамбур размером 60 × 160 см²; 2 — направляющая для установки оборудования; 3 — подвесная платформа с датчиками температуры (для измерения сухого и влажного воздуха), оптическим датчиком прозрачности и фотоэлектрическим датчиком для измерения размера облачных капель; 4 — внутренний фильтр HEPA13 с бесщеточным вентилятором; 5 — трубка внутренним диаметром 18 мм и длиной 2 м для забора проб воздуха из камеры в спектрометр; 6 — счетчик аэроионов «Сапфир-3М»

Объем камеры 3200 м³. Она оборудована двумя (внешним и внутренним) аэрозольными фильтрами класса HEPA13 для очистки от аэрозолей закачиваемого в камеру атмосферного воздуха, а также содержащегося в камере изолированного от внешней среды воздуха. Ее конструкция и термодинамические характеристики подробно описаны в [17]. Измерительная аппаратура камеры описана в [18].

Воздух в камере полностью изолирован от солнечного света и подвержен воздействию только ионизирующего излучения.

Эксперимент по подтверждению отсутствия в камере технических источников генерации аэрозолей

Аэрозольные частицы регистрировались сканирующим спектрометром подвижности частиц SMPS (Scanning Mobility Particle Sizer) модели 3936L88-N

фирмы TSI. Прибор измеряет подвижность предварительно заряженных частиц разного размера в электрическом поле. Для разделения частиц по размерам использовался дифференциальный анализатор подвижности DMA (Differential Mobility Analyzer) модели 3081, входящий в состав спектрометра, что позволило измерять распределение в диапазоне диаметров частиц от 10 до 1000 нм в 115 измерительных каналах. При проведении экспериментальных исследований DMA был отрегулирован на диапазон от 15 до 1000 нм. Забор исследуемых проб воздуха из БАК проводится через пропущенную сквозь стенку камеры трубку из оцинкованной стали внутренним диаметром 18 мм и длиной 2 м. Аналогичная трубка пропущена через расположенное поблизости от прибора окно для забора наружного воздуха. Оценка потерь наночастиц в воздухозаборной трубке не проводилась.

Очистка от аэрозолей закачиваемого в камеру атмосферного воздуха и воздуха внутри камеры осуществлялась аэрофильтрами класса (High Efficiency Particulate Air) HEPA13, установленными на входе и внутри БАК соответственно.

Для подтверждения гипотезы об отсутствии в камере источников генерации аэрозольных частиц содержащийся в камере воздух очищался практически до нулевой их концентрации в два этапа (рис. 2). На первом этапе (начинается при $t = t_1$ и длится примерно 1,5 ч) заполняющий камеру воздух пропускали через внешний фильтр. Воздух в камере практически полностью заменялся очищенным атмосферным воздухом, в котором концентрация аэрозольных частиц размером > 15 нм (нижний предел размера частиц в используемом приборе SMPS) составляла порядка нескольких десятков частиц в см^3 . Затем внутренняя полость камеры изолировалась от притока внешнего воздуха. Вследствие

того, что через некоторое время после заполнения камеры очищенным от аэрозолей воздухом в камере начинают регистрироваться вновь образуемые аэрозольные частицы, был предусмотрен второй этап очистки (обозначен t_2). Он осуществлялся после прекращения роста счетной концентрации мелких (размером ~ 15 нм) аэрозольных частиц и состоял в удалении аэрозолей, образовавшихся из входящих в состав закаченного в камеру атмосферного воздуха газовых компонентов, с помощью внутреннего аэрофильтра в течение примерно двух часов (обозначен $t_2 t_3$). После второго этапа очистки в камере устанавливается практически нулевая концентрация аэрозоля (не более нескольких частиц в см^3), которая сохраняется более 300 ч. Включение находящейся в камере аппаратуры, в том числе и перемешивающего воздух в камере вентилятора, не оказывает влияния на концентрацию аэрозоля. Все вышеописанное свидетельствует о том, что стенки камеры и находящееся в ней оборудование не генерируют аэрозольные частицы. Следовательно, результаты эксперимента можно использовать для оценки скорости образования новых частиц.

На начальном этапе образования новых частиц их численная концентрация мала. Можно предположить, что процессы коагуляции незначительны по сравнению с образованием новых частиц. Используя зависимость, предложенную в [6], получаем оценочное значение скорости образования новых частиц в воздухе, содержащем газы-предшественники аэрозоля, характерные для закаченного в камеру воздуха, $J_a \sim (0,7 \div 0,8) \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$.

Появление новых частиц в абсолютно темном помещении мы связываем с образованием внутри камеры ионов, которые вовлечены в цепочку химических превращений газов-предшественников аэрозоля, входящих в состав атмосферного воздуха.

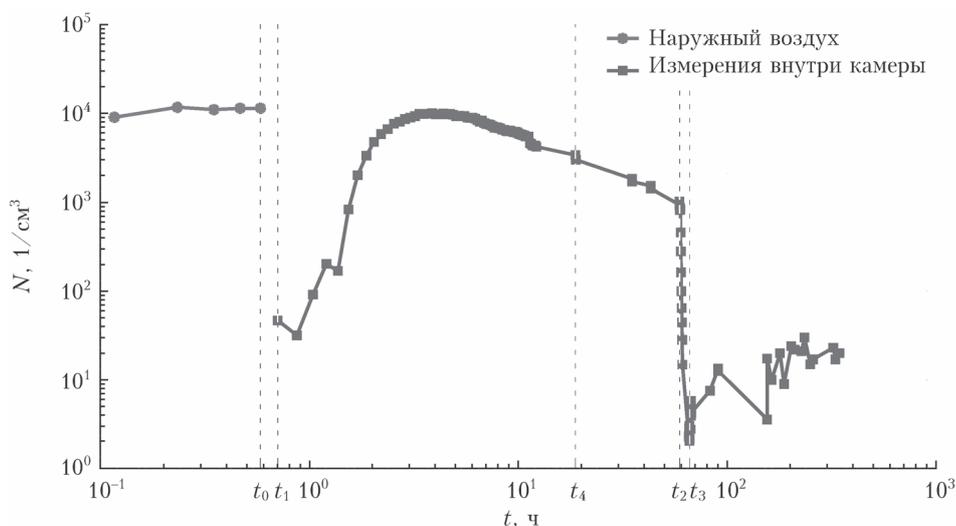


Рис. 2. Зависимость от времени счетной концентрации аэрозолей (N) в БАКе в процессе их эволюции после заполнения уличным воздухом, пропущенным через внешний и затем внутренний фильтры [19]

Измерения концентрации ионов в БАКе

В начале эксперимента в БАК был закачан без фильтрации наружный воздух с содержанием влаги $a = 8 \text{ г/м}^3$ и концентрацией аэрозольных частиц $N_a = 7200 \text{ см}^{-3}$. После заполнения камеры температура воздуха сравнялась с температурой стенок камеры, равной 25°C . В процессе эксперимента очистка воздуха от аэрозолей осуществлялась с помощью внутреннего фильтра HEPA13. Фильтрация начиналась после стабилизации счетной концентрации частиц и выполнялась четыре раза по 45 мин. После фильтрации делались замеры счетной концентрации аэрозолей с помощью спектрометра SMPS. Концентрация ионов обеих полярностей, имеющих подвижность выше $0,4 \text{ см}^2/\text{В} \cdot \text{с}$, определялась с помощью счетчика аэроионов «Сапфир-3М». В течение всего эксперимента среднее значение мощности экспозиционной дозы гамма-излучения в БАКе практически не изменялось и находилось в пределах $9,4 \text{ мкР/ч}$ (замер осуществлялся с использованием дозиметра ДГДМ). Результаты эксперимента представлены на рис. 3 (цв. вкладка). Стрелками отмечены значения концентрации атмосферных аэрозолей ($N_a, \text{ см}^{-3}$), полученные после очередных 45 мин работы внутреннего фильтра. Отметим, что при концентрациях аэрозолей $N_a < 100 \text{ см}^{-3}$ в БАКе концентрации отрицательных и положительных ионов достигали предельных величин ($3 \cdot 10^3$ и $4 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ соответственно), т.е. при данной мощности экспозиционной дозы гамма-излучения скорость их генерации становилась равной скорости их рекомбинации.

Концентрация ионов после выключения внутреннего фильтра сначала начинает резко расти, затем ее рост замедляется до следующего сеанса работы фильтра. Видимо, резкое увеличение концентрации ионов связано с резким снижением стока ионов вследствие уменьшения концентрации аэрозолей после работы фильтра при неизменной интенсивности их генерации, так как в процессе всего эксперимента среднее значение мощности дозы радиационного потока в БАКе практически не менялась. Затем концентрация ионов стабилизировалась на более высоком уровне. Уменьшенное содержание аэрозольных частиц в воздухе БАК приводит к повышению живучести ионов и, как следствие, к увеличению их концентрации.

Динамика образования аэрозольных частиц и их эволюция

Было проведено 15 экспериментов летом и осенью и четыре эксперимента зимой в 2018–2019 гг. Во всех экспериментах (кроме одного, проведенного зимой) отмечался факт образования новых частиц. Это подтверждает мнение [2–5] о формировании нового аэрозоля в природе. Результаты экспериментов по измерению концентрации ионов в БАКе свидетельствуют о том, что в одних и тех же условиях (при отсутствии света) формирование частиц зависит от того, в какое время суток и время года воздух закачивался в БАК.

Мы не определяли состав воздуха, закачиваемого в БАК, в том числе концентрации малых газовых примесей. На качественном уровне было замечено, что в летне-осенний период в отфильтрованном атмосферном воздухе массовая концентрация вновь образуемых в БАКе частиц более изменчива, а спектры их распределения по размерам более узкие.

Подробно был исследован случай 30.08.2018 г., когда воздух с температурой 20°C и влажностью 12 г/м^3 начал закачиваться в камеру через внешний фильтр в 12:17 по местному времени. Процесс формирования и эволюции спектра размеров образовавшихся частиц исследовался в течение шести суток. Полученные результаты представлены на рис. 4 (цв. вкладка) [19].

Для сравнения характеристик вновь образованного аэрозоля и аэрозоля атмосферного воздуха представлен спектр аэрозоля наружного воздуха (кривая с индексом external) с концентрацией $N_{aext} \approx 4 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$. Индекс 0 соответствует началу измерения спектров аэрозоля в БАКе, совпадающему с моментом окончания заполнения ее очищенным воздухом. Измеренная в этот момент концентрация $N_{a0} = 27 \text{ см}^{-3}$. Поскольку в этот момент частицы регистрировались только в отдельных каналах, кривая « $t = 0$ » представлена отдельными точками. Дальнейшие индексы соответствуют прошедшему с этого момента времени в часах от начала соответствующих измерений. Видно, что уже через $1/3$ ч на фоне остаточного аэрозоля появляются дополнительные частицы размерами выше нижнего порога в 15 нм . Через три часа формируется практически полная функция распределения, а через 20 ч — функция, в которой отсутствуют частицы меньше 15 нм .

Результаты экспериментов, проведенных в летне-осенний период, показывают, что концентрация газообразных соединений, конвертирующихся в аэрозольную фазу, которую можно оценить по массовой концентрации сформированных новых частиц, максимальна в дневном воздухе ($0,6 \text{ мкг/м}^3$). Вечером она уменьшается до $0,2 \text{ мкг/м}^3$, а ночью до $0,09 \text{ мкг/м}^3$.

Результаты экспериментов, проведенных зимой, качественно отличаются от результатов летних и осенних экспериментов.

Первое отличие состоит в том, что зимой мощность источников летучих биогенных органических соединений, выбрасываемых растительностью, крайне мала. То же самое наблюдалось и в исследовании процессов формирования новых частиц в Антарктиде [20], где констатировались факты появления новых аэрозольных частиц при ветре с открытого океана и отсутствие новых частиц при ветрах с материка или ледовых полей.

Второе отличие связано с тем, что зимой при отрицательных температурах в воздухе с низкой абсолютной влажностью обычно меньше гидроксильных групп, которые предположительно могут участвовать в образовании новых аэрозольных частиц в очищенном воздухе БАК.

Мы исследовали четыре случая, когда весь прилегающий район был покрыт снежным покровом,

дул слабый ветер, температура была отрицательной. Один из экспериментов проводился при относительно низкой температуре ($T = -11\text{ }^{\circ}\text{C}$). Метеорологические условия, при которых воздух закачивался в камеру для проведения эксперимента, соответствовали краю антициклона с изотермическим профилем температуры в слое до 300 м, после небольшого снегопада. Счетная и массовая концентрации аэрозоля наружного воздуха были небольшими ($N_a = 1400\text{ см}^{-3}$, $M_a = 1,2\text{ мкг/м}^3$). Этот случай характеризуется тем, что не было замечено появления новых частиц в течение 22 ч наблюдения. В остальных зимних экспериментах, которые проводились при умеренных отрицательных температурах закачанного в камеру воздуха (от -1 до $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$), отмечалось (в отличие от случая $T = -11\text{ }^{\circ}\text{C}$) появление в камере новых аэрозольных частиц. При этом их массовая концентрация была ниже, чем в летне-осенних экспериментах, и составляла от 0,08 до 0,095 мкг/м³.

Заключение

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы.

1. В темноте в очищенном от аэрозолей изолированном от окружающей среды объеме атмосферного воздуха в течение 20 мин после его очистки регистрируется появление новых аэрозольных частиц размерами $> 15\text{ нм}$. В течение 20 мин они укрупняются. Процесс образования новых частиц в воздухе длится не более 20 ч.

2. Поскольку массовая концентрация вновь образованного аэрозоля пропорциональна его плотности, а общая масса такого аэрозоля равна общей массе конденсирующихся компонентов, то можно оценить (на основании измерений спектров размеров аэрозольных частиц) массовую концентрацию конденсирующихся компонентов величиной от 0,09 мкг/м³ (ночь) до 0,6 мкг/м³ (день), предполагая плотность вещества аэрозоля 1 г/см^3 . Если предположить плотность вещества аэрозоля, например, 2 г/см^3 , то значение массовой концентрации умножается на 2 и т.д.

3. В экспериментах установлено, что счетная концентрация атмосферных ионов в абсолютно чистом воздухе (в отсутствие аэрозолей) в БАКе под действием радиационного потока $\sim 9,4\text{ мкР/ч}$ может достигать предельных величин $3 \cdot 10^3\text{ см}^{-3}$ для отрицательных и $4 \cdot 10^3\text{ см}^{-3}$ для положительных ионов.

4. Поскольку ни стенки БАК, ни оборудование, находящееся внутри, не генерируют новых частиц, БАК позволяет ставить эксперименты по исследованию процессов образования и эволюции аэрозольных частиц в атмосферном воздухе в условиях отсутствия солнечного света.

Благодарности. Мы признательны трем анонимным рецензентам за сделанные замечания и высказанные предложения.

Список литературы

1. Aitken J. III. — On some Nuclei of Cloudy Condensation // Earth Environ. Sci. Trans. of The Royal Society of Edinburgh. 1900. V. 39, N 1. P. 15–25. DOI: 10.1017/S0080456800034025.
2. Baron P.A., Willeke K. Aerosol Measurement: Principles, Techniques, and Applications. New York: John Wiley & Sons, 2001. 1172 p.
3. Розенберг Г.В. Возникновение и развитие атмосферного аэрозоля — кинетически обусловленные параметры // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1983. Т. 19, № 1. С. 21–35.
4. Whitby K.T. The physical characteristic of sulfur aerosols // Atmosphere. 1978. N 12. P. 135–159.
5. Лушников А.А., Зазайнов В.А., Любовцева А.А. Механизмы образования наноаэрозолей в тропосфере // Хим. физика. 2015. Т. 34, № 10. С. 51–62.
6. Kulmala M., Vehkamäki H., Petäjä T., Dal Maso M., Lauri A., Kerminen V.M., Birmili W., McMurry P. Formation and growth rates of ultrafine atmospheric particles: A review of observations // J. Aerosol Sci. 2004. V. 35. P. 143–176.
7. Kulmala K.M., Kerminen V.-M. On the formation and growth of atmospheric nanoparticles // Atmos. Res. 2008. V. 90, N 2. P. 132–150.
8. Kirkby J., Duplissy J., Sengupta K., Frege C., Gordon H., Williamson C., Heinritzi M., Simon M., Yan C., Almeida J., Troestl J., Nieminen T., Ortega I.K., Wagner R., Adamov A., Amorim A., Bernhammer A.-K., Bianchi F., Breitenlechner M., Brilke S., Chen X., Craven J., Dias A., Ehrhart S., Flagan R.C., Franchin A., Fuchs C., Guida R., Hakala J., Hoyle C.R., Jokinen T., Junninen H., Kangasluoma J., Kim J., Krapf M., Kuerten A., Laaksonen A., Lehtipalo K., Makhmutov V., Mathot S., Molteni U., Onnela A., Peräkylä O., Piel F., Petäjä T., Praplan A.P., Pringle K., Rap A., Richards N.A.D., Riipinen I., Rissanen M.P., Rondo L., Sarnela N., Schobesberger S., Scott C.E., Seinfeld J.H., Sipilä M., Steiner G., Stozhkov Y., Stratmann F., Tome A., Virtanen A., Vogel A.L., Wagner A.C., Wagner P.E., Weingartner E., Wimmer D., Winkler P.M., Ye P., Zhang X., Hansel A., Dommen J., Donahue N.M., Worsnop D.R., Baltensperger U., Kulmala M., Carslaw K.S., Curtius J. Ion-induced nucleation of pure biogenic particles // Nature. 2016. V. 533, N 7604. P. 521–526. DOI: 10.1038/nature17953.
9. Dunne E.M., Gordon H., Kuerten A., Almeida J., Duplissy J., Williamson C., Ortega I.K., Pringle K.J., Adamov A., Baltensperger U., Barmet P., Benduhn F., Bianchi F., Breitenlechner M., Clarke A., Curtius J., Dommen J., Donahue N.M., Ehrhart S., Flagan R.C., Franchin A., Guida R., Hakala J., Hansel A., Heinritzi M., Jokinen T., Kangasluoma J., Kirkby J., Kulmala M., Kupc A., Lawler M.J., Lehtipalo K., Makhmutov V., Mann G., Mathot S., Merikanto J., Miettinen P., Nenes A., Onnela A., Rap A., Reddington C.L.S., Riccobono F., Richards N.A.D., Rissanen M.P., Rondo L., Sarnela N., Schobesberger S., Sengupta K., Simon M., Sipilä M., Smith J.N., Stozhkov Y., Tome A., Trostl J., Wagner P.E., Wimmer D., Winkler P.M., Worsnop D.R., Carslaw K.S. Global atmospheric particle formation from CERN CLOUD measurements // Science. 2016. V. 354, N 6316. P. 1119–1124. DOI: 10.1126/science.aaf2649.
10. Kirkby J., Curtius J., Almeida J., Dunne E., Duplissy J., Ehrhart S., Franchin A., Gagne S., Ickes L., Kuerten A., Kupc A., Metzger A., Riccobono F., Rondo L., Schobesberger S., Tsagkogeorgas G., Wimmer D.,

- Amorim A., Bianchi F., Breitenlechner M., David A., Dommen J., Downard A., Ehn M., Flagan R.C., Hader S., Hansel A., Hauser D., Jud W., Junninen H., Kreissl F., Kvashin A., Laaksonen A., Lehtipalo K., Lima J., Lovejoy E.R., Makhmutov V., Mathot S., Mikkilä J., Minginette P., Mogo S., Nieminen T., Onnela A., Pereira P., Petäjä T., Schnitzhofer R., Seinfeld J.H., Sipilä M., Stozhkov Y., Stratmann F., Tome A., Vanhanen J., Viisanen Y., Vrtala A., Wagner P.E., Walther H., Weingartner E., Wex H., Winkler P.M., Carslaw K.S., Worsnop D.R., Baltensperger U., Kulmala M.* Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation // *Nature*. 2011. V. 476, N 7361. P. 429–433. DOI: 10.1038/nature10343.
11. Seinfeld J.H., Pandis S.N. *Atmospheric Chemistry and Physics: From air Pollution to Climate Change*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2006. 1225 p.
 12. Atkinson R., Baulch D.L., Cox R.A., Crowley J.N., Hampson R.F., Hynes R.G., Jenkin M.E., Rossi M.J., Troe J., and IUPAC Subcommittee. Evaluated kinetic and photochemical data for atmospheric chemistry: Volume II – Gas phase reactions of organic species // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6, N 11. P. 3625–4055. DOI: 10.5194/acp-6-3625-2006.
 13. Исидоров В.А. *Органическая химия атмосферы*. СПб.: Химиздат, 2001. 352 с.
 14. Peräkylä O., Vogt M., Tikkanen O.-P., Laurila T., Kajos M.K., Rantala P.A., Patokoski J., Aalto J., Yli-Juuti T., Ehn M., Sipilä M., Paasonen P., Rissanen M., Nieminen T., Taipale R., Keronen P., Lappalainen H.K., Ruuskanen T.M., Rinne J., Kerminen V.-M., Kulmala M., Back J., Petäjä T. Monoterpenes' oxidation capacity and rate over a boreal forest: Temporal variation and connection to growth of newly formed particles // *Boreal Environ. Res.* 2014. V. 19, suppl. B. P. 293–310.
 15. Mogensen D., Gierens R., Crowley J.N., Keronen P., Smolander S., Sogachev A., Nölscher A.C., Zhou L., Kulmala M., Tang M.J., Williams J., Boy M. Simulations of atmospheric OH, O₃, and NO₃ reactivities within and above the boreal forest // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15, N 7. P. 3909–3932. DOI: 10.5194/acp-15-3909-2015.
 16. Wagner R., Yan C., Lehtipalo K., Duplissy J., Nieminen T., Kangasluoma J., Ahonen L.R., Dada L., Kontkanen J., Manninen H.E., Dias A., Amorim A., Bauer P.S., Bergen A., Bernhammer A.-K., Bianchi F., Brilke S., Mazon S.B., Chen X., Draper D.C., Fischer L., Frege C., Fuchs C., Garmash O., Gordon H., Hakala J., Heikkinen L., Heinritzi M., Hofbauer V., Hoyle C.R., Kirkby J., Kürten A., Kvashin A.N., Laurila T., Lawler M.J., Mai H., Makhmutov V., Mauldin III R.L., Molteni U., Nichman L., Nie W., Ojdanic A., Onnela A., Piel F., Quéléveer L.L.J., Rissanen M.P., Sarnela N., Schallhart S., Sengupta K., Simon M., Stolzenburg D., Stozhkov Y., Tröstl J., Viisanen Y., Vogel A.L., Wagner A.C., Xiao M., Ye P., Baltensperger U., Curtius J., Donahue N.M., Flagan R.C., Gallagher M., Hansel A., Smith J.N., Tomé A., Winkler P.M., Worsnop D., Ehn M., Sipilä M., Kerminen V.-M., Petäjä T., Kulmala M. The role of ions in new particle formation in the CLOUD chamber // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17, N 24. P. 15181–15197. DOI: 10.5194/acp-17-15181-2017.
 17. Романов Н.П., Жуков Г.П. Термодинамические соотношения для камеры туманов // *Метеорол. и гидрол.* 2000. № 10. С. 37–52.
 18. Romanov N., Erankov V. Calculated and experimental regularities of cloud microstructure formation and evolution // *Atmos. Clim. Sci.* 2013. V. 3. P. 301–312.
 19. Ivanov V.N., Paley A.A., Pisanko Yu.V., Romanov N.P. Aerosol formation in the filtered atmospheric air and regularities of their evolution // *IOP Conf. Series: Earth Environ. Sci.* 2021. V. 840. P. 1–5. DOI: 10.1088/1755-1315/840/1/012010.
 20. Jokinen T., Sipilä M., Kontkanen J., Vakkari V., Tisler P., Duplissy E.-M., Junninen H., Kangasluoma J., Manninen H.E., Petäjä T., Kulmala M., Worsnop D.R., Kirkby J., Virkkula A., Kerminen V.-M. Ion-induced sulfuric acid-ammonia nucleation drives particle formation in coastal Antarctica // *Sci. Adv.* 2018. V. 4, N 11. DOI: 10.1126/sciadv.aat9744.

N.P. Romanov, A.V. Alekseeva, M.A. Vasilyeva, S.N. Dubtsov, V.N. Ivanov, O.I. Ozols, A.A. Paley, Yu.V. Pisanko, D.G. Sakhibgareev. **Generation of new aerosol particles and their evolution in atmospheric air: results of experiments in a Large Aerosol Chamber of RPA Typhoon.**

The results of experiments in the Large Aerosol Chamber of RPA Typhoon revealed the appearance of new aerosol particles larger than 15 nm in an aerosol-free volume of atmospheric air isolated from the external environment in darkness 20 min after the air purification. The generation of new particles is associated with the possible presence of gases – precursors in the atmospheric air. The gases-precursors turn into aerosols under the action of cosmic rays penetrating into the chamber. The experimentally derived particle size spectrum evolution (over several days) shows that the generation of new aerosol particles lasts no more than 20 hours. During the evolution, the particles become larger and reach more than 100 nm size. After repeated purification of the air inside the chamber with the removal of newly generated aerosols, no new particles were detected for 10 days.

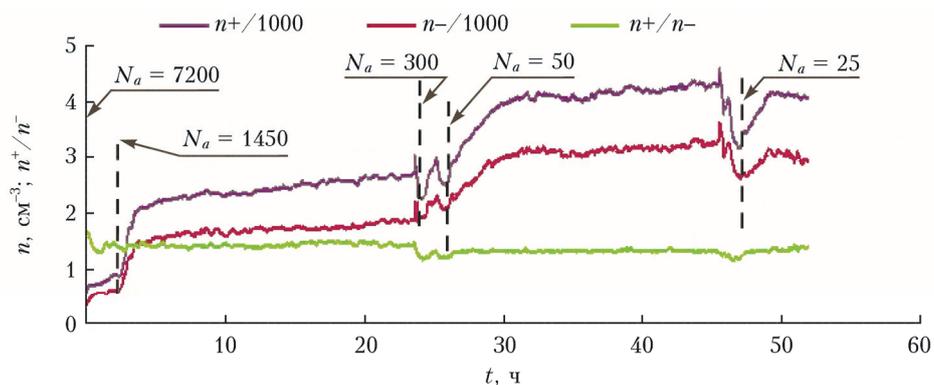


Рис. 3. Ход концентрации аэроионов в БАКе при изменении концентрации аэрозолей; n – концентрация ионов

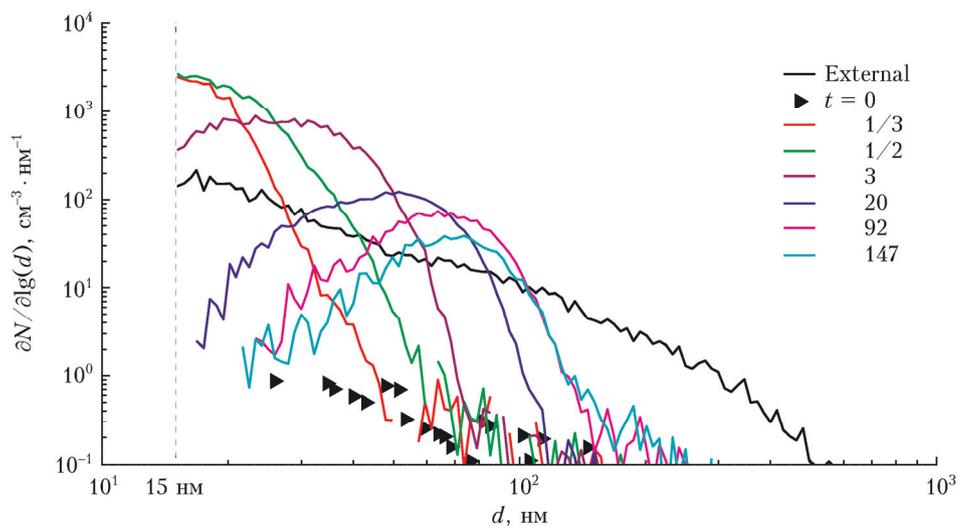


Рис. 4. Образование и эволюция вторичного аэрозоля в БАКе после заполнения ее воздухом, очищенным от аэрозоля внешним фильтром HEPA13, 30.08.2018 г. Кривые соответствуют началам 10-минутных циклов измерений в часах, отсчитываемых от момента окончания заполнения камеры; вертикальная линия – нижний порог измерений используемого прибора SMPS [19]