

ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ПРИЗЕМНОГО АЭРОЗОЛЯ ОТ ИК-ИЗЛУЧЕНИЯ СНЕЖНОЙ ПОВЕРХНОСТИ: НАБЛЮДЕНИЯ В ТОМСКОМ РЕГИОНЕ

© 2025 г. М. П. Тентюков^{1,3,*}, Д. А. Тимушев², Д. В. Симоненков¹,
Б. Д. Белан¹, К. А. Шукуров⁴, А. В. Козлов¹,
Е. Г. Язиков⁵, В. С. Бучельников⁵, А. А. Яковлев³

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

²Физико-математический институт ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

³Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, Сыктывкар, Россия

⁴Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

⁵Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

*e-mail: tentukov@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.10.2024 г.

После доработки 12.01.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

Исследованы особенности динамики фракционного состава приземного аэрозоля с учётом выпадения стратиграфически значимых снегопадов. Обнаружено парадоксальное увеличение счётной концентрации частиц в интервале размера диаметра 0.3...2.0 мкм. Показано, что причиной данного явления является левитация аэрозолей в поле инфракрасного излучения, обусловленная действием “снегового” фотофореза. Обсуждается механизм данного феномена.

Ключевые слова: атмосферный аэрозоль, инфракрасное излучение, левитация, “снеговой” фотофорез, фракционирование аэрозолей

DOI: 10.31857/S2076673425020048, EDN: FPPXLM

ВВЕДЕНИЕ

В ходе проведения сравнительного анализа сезонного распределения и соотношения размерных фракций аэрозоля в период с 01.07.2022 по 30.06.2023 г. была выявлена парадоксальная ситуация — счётная концентрация аэрозольных частиц в интервале размеров диаметра (d) 0.3...2.0 мкм оказалась существенно выше зимой, чем летом, что противоречит устоявшимся представлениям о продолжительности жизни аэрозолей в приземной атмосфере. Наблюдения проводились на обсерватории “Фоновая” (ИОА СО РАН, Томск) с использованием аэрозольного спектрометра (Grimm 1.108). Измерения счётной концентрации аэрозолей выполняли в диапазоне размеров d от 0.3 до 20 мкм в 15 интервалах.

Расчёт статистических параметров распределения размерных фракций приземного аэрозоля осуществлялся по выборке, составленной на

основе непрерывного ряда измерений в пределах временного интервала с 01.07.2022 до 30.06.2023 г. Объём проанализированных замеров счётной концентрации аэрозолей составил 8760 почасовых наблюдений. Для работы с ними была написана сервисная программа. С помощью последней также были визуализированы особенности сезонной динамики распределения размерных фракций аэрозолей (рис. 1). Так, сопоставление фракционных размеров приземного аэрозоля в различные фазы вегетации растений показал, что распускания листьев на деревьях и до полного их облиствления (май и июнь) в приземной атмосфере отмечен практически весь диапазон регистрируемых частиц. Но затем в фазу цветения и завязки плодов (июль) наблюдается «исчезновение» мелкой ($d = 0.3–1.6$ мкм) и крупной ($d > 4.0–7.5$ мкм) фракций при доминировании средней ($d = 1.6–4.0$ мкм) (см. рис. 1). В августе,

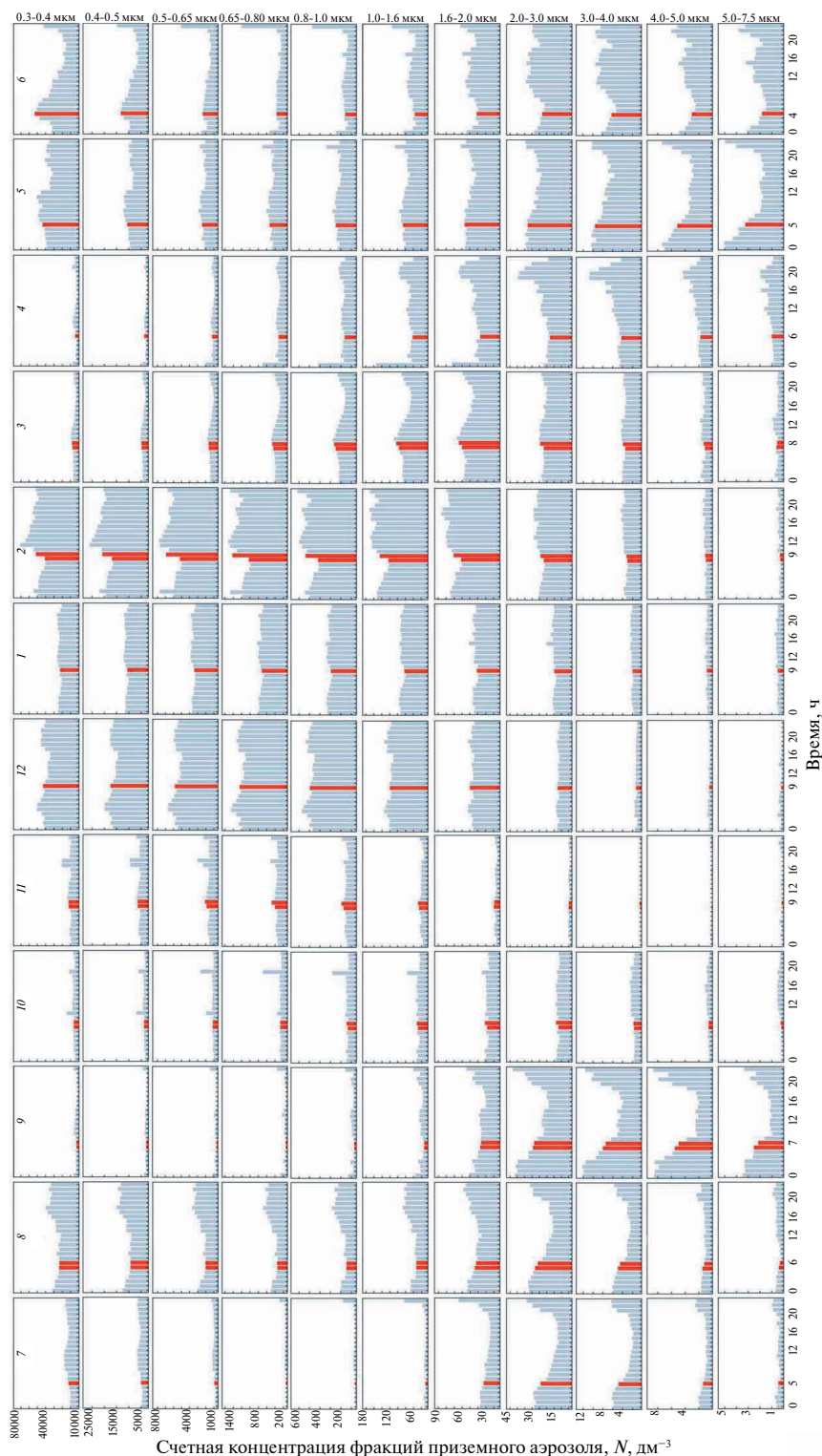


Рис. 1. Внутрисуточная динамика счётной концентрации приземного аэрозоля (красным выделены утренние значения, совпадающие с началом восхода Солнца) над обсерваторией “Фоновая”, где: 7 – июль 2022 г., 8 – август 2022 г., 9 – сентябрь 2022 г., 10 – октябрь 2022 г., 11 – ноябрь 2022 г., 12 – декабрь 2022, 1 – январь 2023 г., 2 – февраль 2023 г., 3 – март 2023 г., 4 – апрель 2023 г., 5 – май 2023 г., 6 – июнь 2023 г.

Fig. 1. Intra-day dynamics of the countable concentration of ground-level aerosol (morning values coinciding with the beginning of sunrise are highlighted in red) over the “Fonovaya” observatory: 7 – July 2022, 8 – August 2022, 9 – September 2022, 10 – October 2022, 11 – November 2022, 12 – December 2022, 1 – January 2023, 2 – February 2023, 3 – March 2023, 4 – April 2023, 5 – May 2023, 6 – June 2023

в фазу плодоношения в приземной атмосфере, устойчиво фиксируются мелкая и средняя фракции, тогда как крупная практически не заметна. В период листопада (сентябрь) становится заметным преобладание частиц в размерном диапазоне d от 1.6 до 7.5 мкм. Переход к зимнему покою растений занимает два месяца (октябрь, ноябрь). В эту фазу фиксируются минимальные значения счётной концентрации приземного аэрозоля во всех размерных интервалах. Между тем, анализ динамики распределения счётных концентраций, полученных для трёх зимних месяцев (см. рис. 1), в сопряжении с результатами, полученными для фенологических фаз вегетационного цикла развития растений, выявил парадоксальный эффект зимнего увеличения счётной концентрации приземного аэрозоля в диапазоне размеров d 0.3...2.0 мкм, который, как мы полагаем, обусловлен действием “снегового” фотофореза. Предположительно, зимний рост счётной концентрации приземного аэрозоля мы связываем с выбросами вторичных органических аэрозолей, в качестве которых выступают экзаметаболические хвойных деревьев и эпифитных лишайников (Тентюков и др., 2022). Этот вклад сильно затухал в тёплый период фотосинтеза не столько за счёт выбросов листопадных деревьев, сколько за счёт укрупнения аэрозольных частиц в результате летней активизации турбулентности в пологом лесу. Вместе с тем есть основания считать, что в увеличении счётной концентрации мелкого аэрозоля определённую роль играет их привнос в составе влагонесущих воздушных масс, с которыми связано выпадение стратиграфически значимых снегопадов.

Цель статьи — продолжить исследования особенностей проявления действия фотофоретических сил на внутрисуточную динамику распределения размерных фракций приземного аэрозоля в разные этапы снегонакопления и оценить экологические следствия “снегового” фотофореза.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ФОТОФОРЕЗЕ

Считается, что первым кто высказал мысль о возможности движения частиц под воздействием света, был Иоганн Кеплер, который не верил в бесконечность Вселенной и предложил (1610) то, что впоследствии по формулировке немецкого астронома Ольберса (1823) получило название «фотометрический парадокс» (Сурдин, 2021). Решение данного парадокса было найдено немецким астрономом Иоганном Медлером (1861),

а его математическое обоснование — Уильямом Томсоном (лордом Кельвином) в 1901 г. В связи с этим следует заметить, что одно из объяснений фотометрического парадокса, заключавшееся в том, что в межзвёздном пространстве имеется рассеянное вещество, которое поглощает свет далёких звёзд, подтолкнуло становление физической оптики. Одним из результатов этой новой области исследований стало экспериментальное доказательство П.Н. Лебедевым существования светового давления.

Дальнейшее изучение движения частиц в световом потоке привело к открытию явления, которое нельзя было объяснить действием силы светового давления. Первым задокументированным упоминанием о фотофорезе аэрозольных частиц сделано французским исследователем М. Тором (Thoré, 1877). Однако открытие фотофореза приписывают Феликсу Эренхафту (Ehrenhaft, 1918), поскольку именно он, проведя серию экспериментов, впервые системно описал это явление, дав ему современное название. В экспериментах Эренхафт наблюдал, как под воздействием света от мощной лампы отдельные пылевые частицы двигались от источника света, а другие к нему. Такое явление никак не могло быть объяснено световым давлением. Открытый им эффект он назвал фотофорезом. При этом движение частиц от источника света Эренхафтом определено как положительный фотофорез, а движение к источнику как отрицательный.

Последующие исследования движения частиц в поле оптического излучения показали, что из-за неоднородностей в структуре и оптических свойств материала, слагающих частицу, падающее оптическое излучение неравномерно распределяется по её объёму. Поэтому более нагретой может оказаться как освещённая, так и теневая сторона частицы (Preining, 1966).

Долгое время из-за отсутствия практических приложений данного эффекта исследования движения частиц в поле оптического излучения представляли лишь научный интерес. В этом плане традиционными являются исследования оптических и тепловых полей внутри поглощающих частиц (Зуев и др., 1972; Пришивалко, 1983). Такие результаты востребованы при изучении нагрева, испарения и разрушения как капельножидкого, так и твёрдого аэрозоля под воздействием интенсивного излучения.

Кроме этого, предметом многолетних дискуссий являются результаты исследований вертикального переноса стратосферных аэрозолей

в поле излучения, суть которых в том, что неоднородное по объёму поглощение излучения приводит к неоднородности температуры поверхности и, как следствие, к радиометрическому фотофорезу частиц (Chernyak, Beresnev, 1993). Интересным направлением в исследованиях влияния солнечного излучения на динамику атмосферных аэрозолей является изучение скорости осаждения аэрозолей в атмосфере и вакууме (Берснев и др., 2003; Ковалев, 2003; Кочнева, 2007), начало которых были заложены М.Г. Марковым (1985).

Однако новый импульс исследований фотофореза возник лишь с появлением новой экспериментальной техники, основанной на применении лазеров (Пришивалко, 1983; Борен, Хафмен, 1986). Монохроматичность лазерного излучения и возможность настройки длины волны с учётом поглощения конкретного вещества частицы, позволяют избирательно выделять частицы заданного свойства из потока аэрозоля, обеспечивать их захват и удержание в лазерном луче, осуществлять разделение частиц в жидкости (Berne, Pecora, 1976; Beresnev et al., 1990; Haywood, Boucher, 2000).

На сегодня точно установлено, что фотофорез аэрозолей относится к классу газокINETических явлений, обусловленных радиометрическим эффектом (Rosen, Orr, 1964; Brock, 1967). Отмечается, что фотофоретическая сила возникает при нарушении равномерности аккомодации импульса и энергии молекул газа, соударяющихся с поверхностью частицы (Яламов, Хасанов, 1998). При этом в качестве классического объяснения фотофореза принимается, что в результате поглощения аэрозольной частицей видимого солнечного и теплового излучений поверхность частицы неравномерно разогревается. Молекулы газа после соударения с частицей покидают её поверхность с большей скоростью там, где она разогрета сильнее, что приводит к нарушению баланса импульса, передаваемого частице молекулами газа (Кушнаренко, 2019).

Очевидно, что на аэрозоли, которые часто представляют собой агломерат, состоящий из ещё более мелких частиц, разных по своей теплоёмкости и оптической прозрачности, действие фотофоретических сил может определённым образом влиять на их распределение не только в стратосфере, но также и в приземном воздухе. При этом ведущим фактором, определяющим зимнее проявление радиометрического фотофореза, является свойство снежного покрова отражать приходящую солнечную радиацию.

МЕТОДИКА

Траекторный анализ переноса воздушных масс при формировании зимнего аэрозольного поля над обсерваторией “Фоновая”. Временной диапазон для расчёта обратных траекторий переноса воздушных масс определяли в сопряжении с временными периодами снегонакопления, которые, в свою очередь, выделяли с помощью графиков нарастания высоты снежного покрова (рис. 2, а) и интенсивности выпадения снегопадов (см. рис. 2, б). Метеоданные для их построения были импортированы с сайта (gr5.ru..., 2025).

Распределения полей региональной вероятности переноса воздуха над поверхностью к станциям, P (%) восстанавливались по 10-суточным обратным траекториям, рассчитанным по методике (Shukurov et al., 2023) с помощью траекторной модели NOAA HYSPLIT_4 и на основе сеточного архива метеоданных NCEP GFS1p0 с разрешением 1 градус по долготе и широте, с учётом толщины слоя осадков (в мм). Расчёт осуществлялся для 20 уровней (через 100 м) над поверхностью в диапазоне высот от 100 до 2100 м. С помощью HYSPLIT_4 для каждой обратной траектории восстанавливалась величина осадков над полигоном. Диаграммы распределения P рассчитывались только по тем обратным траекториям, для которых в точке траектории над обсерваторией “Фоновой” осадки были ненулевыми.

Измерения счётной концентрации аэрозолей. Для непрерывных замеров внутрисуточного распределения аэрозольных частиц по размерам использовался аэрозольный спектрометр Grimm 1.108, установленный на обсерватории “Фоновая” (ИОА СО РАН, Томск). Измерения счётной концентрации аэрозольным спектрометром производятся по 15 каналам дисперсности от 0.3 до >20 мкм ежечасно в течение 10 минут с предварительной продувкой 3 минуты. Концентрация приземного аэрозоля измеряется в воздушном потоке, который изокINETично отбирается из аэродинамической воздухозаборной трубы на высоте 4 м. Расход воздушного потока в спектрометре составляет 1.2 л/мин. Надо заметить, что условие изокINETического отбора подразумевает равенство линейных скоростей потоков внутри и снаружи сопла пробоотборника, что минимизирует искажение спектра дисперсного состава отбираемого аэрозоля. В общем, это технический приём, позволяющий обеспечить максимально корректный отбор аэрозоля в естественных условиях из воздушной среды

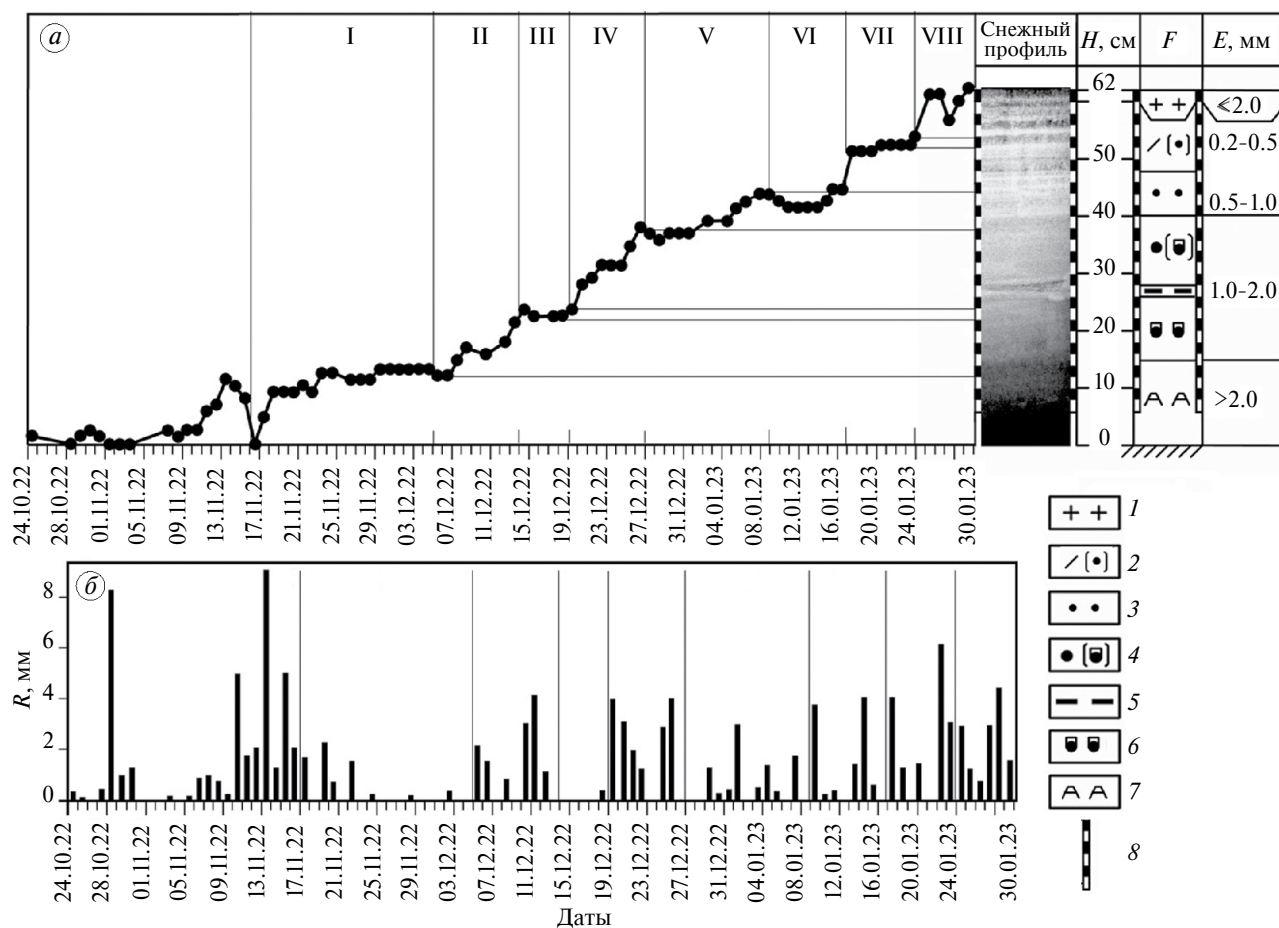


Рис. 2. Метеорологические характеристики, хронологически согласованные с датами выпадения стратиграфически значимых снегопадов и с периодами преимущественного осаждения сухих аэрозолей на обсерватории “Фоновая” (по данным м/с “Кожевниково”). (а) SumRR интегральная кривая нарастания снежной толщи в водном эквиваленте (мм), с отметками этапов снегонакопления (t-периоды): I – 17.11–05.12.22; II – 05.12–14.12.22; III – 14.12–19.12.22; IV – 19.12–27.12.22; V – 27.12.22–09.12.23; VI – 09.12–17.12.23; VII – 17.01–24.01.23; VIII – 24.01–30.01.23, которые сопряжены со структурно-текстурной характеристикой снежного профиля (врезка на рис. 1, а), где: H , см – высота снежного покрова, E , мм – размер и F – форма снежных зерен: 1 – свежесыпавший снег; 2 – недавно отложенный снег с округлыми зёрнами; 3 – мелкозернистый снег с округлыми зёрнами; 4 – округлые снежные зёрна и зёрна с огранкой; 5 – оледенелый слой; 6 – зёрна с огранкой; 7 – глубинная изморозь, 8 – шкала послойного пробоотбора. Условные обозначения соответствуют (Фирц и др., 2012); (б) интенсивность снегопадов (R , мм, в мм водного эквивалента)

Fig. 2. Meteorological characteristics chronologically consistent with the dates of stratigraphically significant snowfalls and with the periods of preferential deposition of dry aerosols at the “Fonovaya” observatory (according to data from the “Kozhevnikovo” w/s). (a) SumRR integral curve of snow thickness growth in water equivalent, (mm) with marks of snow accumulation stages (t-periods): I – 17.11–05.12.22; II – 05.12–14.12.22; III – 14.12–19.12.22; IV – 19.12–27.12.22; V – 27.12.22–09.12.23; VI – 09.12–17.12.23; VII – 17.01–24.01.23; VIII – 24.01–30.01.23, associated with the structural and textural characteristics of the snow profile, where: H , cm – height of snow cover, E , mm – size, and F – shape of snow grains: 1 – freshly fallen snow; 2 – recently deposited snow with rounded grains; 3 – fine-grained snow with rounded grains; 4 – rounded snow grains and cut grains; 5 – glaciated layer; 6 – cut grains; 7 – depth hoar, 8 – layer-by-layer sampling scale. Legend follows (Fierz et al., 2012); (b) snowfall intensity (R , mm, in mm of water equivalent)

для измерения счётных концентраций аэрозоля во всём диапазоне размеров.

Статистическая оценка временной динамики размерных фракций приземного аэрозоля. Для составления диаграмм, характеризующих внутри-суточную динамику распределения размерных

фракций аэрозоля в первую половину зимы 2022/23 г. использовали ранее составленную выборку (8760 почасовых измерений). Объём новой выборки составил 1799 почасовых наблюдений. Для визуализации распределения размерных фракций приземного аэрозоля использовались

столбчатые диаграммы, которые строились по медианным значениям.

Свойство медианы. Удобство медианы в том, что она мало чувствительна к попаданию в выборку отдельных экстремальных значений (Юфа, Гурвич, 1964). Медиана устойчивее средней арифметической в условиях эксцессивных (островершинных) распределений и, главное, совершенно не зависит от закона распределения случайной величины, поскольку её положение не изменяется при любых вычислительных преобразованиях изучаемого параметра. Последнее весьма важно в нашей ситуации, когда заведомо нельзя предположить единый тип распределения частиц для каждой размерной фракции аэрозольных частиц.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности формирования снежного покрова зимой 2022/23 г. Начало формирования снежного покрова было интенсивным. Обильные снегопады обеспечили его быстрый прирост (см. рис. 2, а). Однако наступившая в середине ноября сильная оттепель полностью уничтожила снежный покров. Относительно стабильное нарастание снежного покрова стало заметно после первой декады декабря (см. рис. 2, а). К моменту проведения снегомерных работ высота снега на обсерватории “Фоновая” составила 62 см.

Сравнительный анализ соотношения размерных фракций приземного аэрозоля в разные периоды снегонакопления. Для каждого временного интервала снегонакопления были рассчитаны статистические параметры распределения счётных концентраций размерных фракций приземного аэрозоля (табл. 1–4). Для визуализации суточной динамики счётных концентраций частиц для 11 интервалов размеров диаметра (от 0.3 до 7.5 мкм) в различные периоды снегонакопления (см. рис. 2) была написана специальная программа, с помощью которой были построены диаграммы (рис. 3). На диаграммах высота каждого столбика характеризует среднее медианное значение счётной концентрации для каждого часа измерений.

Особенности распределения аэрозольных фракций в приземном воздухе при формировании зимнего аэрозольного поля над обсерваторией “Фоновая”. Для характеристики особенностей формирования зимнего аэрозольного поля над обсерваторией “Фоновая” был выполнен анализ обратных траекторий дальнего переноса атмосферных примесей в составе влагонесущих воздушных

масс к точке наблюдения (обсерватория “Фоновая”) (рис. 4). Характеристику суточной изменчивости соотношений фракций дисперсных частиц в приземном аэрозоле (см. рис. 3) выполняли в контексте с результатами анализа обратных траекторий поступления влагонесущих воздушных масс к обсерватории “Фоновая” в разные периоды снегонакопления (см. рис. 2).

Динамика распределения счётных концентраций приземного аэрозоля над обсерваторией “Фоновая” в разные периоды снегонакопления. На основе комплексного анализа результатов снегомерных наблюдений, сопряжённых с графиками нарастания снежного покрова (см. рис. 2, а) и выпадения снегопадов (см. рис. 2, б), было выделено восемь периодов снегонакопления (см. рис. 2), для семи из них были рассчитаны обратные траектории (см. рис. 4). Отсутствие расчётов для III-го периода обусловлено тем, что в это время снегопадов не было (см. рис. 2, б).

В первый t -период (17.11–05.12.2022 г.) нарастание снежной толщи, которое представлено слоями опробования 28–26 (см. рис. 2), шло за счёт снегопадов, сгенерированных полярными воздушными массами, поступавшими из Восточно-Европейского сектора Арктики, а также за счёт воздушных масс, пришедших из Арало-Каспийского аридного региона (см. рис. 4, I). В этот период счётные концентрации во всех аэрозольных фракциях характеризуются невысокими значениями. Суточные колебания концентраций аэрозольных частиц, за исключением частиц в диапазоне размеров d 4.0...7.5 мкм, практически отсутствуют (см. рис. 3, I). Надо заметить, что снегопады в этот период выпадали только в первой пятидневке, всё остальное время (с 23.11 по 05.12) прирост снежной толщи (см. рис. 2, б) в это время происходил за счёт осадения инея.

Во второй t -период (05.12–14.12.2022 г.) нарастание снежной толщи шло более динамично (см. рис. 2, б). Хотя основными источниками поступления воздушных масс остались прежние направления – Восточно-Европейский сектор Арктики и Арало-Каспийский аридный регион (см. рис. 4, II), но вероятность переноса воздуха из Прикаспийского аридного региона существенно возросла. В этот период счётная концентрация аэрозоля, относительно предыдущего, возросла во всех интервалах размерных фракций почти в 2–3 раза. Предполагается, что основной прирост концентраций дисперсного аэрозоля может быть связан с влиянием среднеазиатских пустынь, так как перенос воздуха в АПС из них также возрос (см. рис. 2, II справа).

Таблица 1. Статистические параметры фракционного состава приземного аэрозоля в первый (17.11.22–04.12.22) и второй (05.12.22–13.12.22) периоды снегонакопления

Параметры*	Фракционный состав приземного аэрозоля в первый период (17.11.22–04.12.22)															
	0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0	
<i>d</i>	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	432	
<i>N</i>	19270	5759	1849	423	177	44	18	4	0.4	0.2	0.16	0.05	0.04	0.01	0	
$\bar{x}$	12830.2	3795.4	1149.5	258.4	119.0	34.8	15.4	5.0	0.7	0.5	0.7	0.29	0.22	0.11	0	
δ	2681	573	249	63	20	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>min</i>	8548	2563	965.25	236.75	95	22	8	1	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> ₁	15514	4775	1552	354	151	35	15	3	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Me</i>	28747	8552	2517	535	229	58	25	6	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> ₃	60175	17706	5785	1436	845	276	116	33	5	5	9	3	2	1	0	
<i>max</i>	228	218	233	218	224	205	197	159	62	35	26	15	12	5	0	
<i>n</i> ₁	52.7	50.4	53.9	50.4	51.8	47.4	45.6	36.8	14.35	8.1	6.0	3.4	2.7	1.1	0.0	
<i>n</i> ₂																
Фракционный состав приземного аэрозоля во второй период (05.12.22–13.12.22)																
<i>d</i>	0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0	
<i>N</i>	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	216	
$\bar{x}$	57094	18643	6305	1402	569	142	56	14	1.6	0.6	0.3	0.1	0.06	0.01	0	
δ	23709.5	7233.9	2216.9	524.1	233.6	64.5	26.3	8.5	1.4	0.9	0.8	0.3	0.28	0.15	0	
<i>min</i>	17103	6056	1806	294	122	25	11	2	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> ₁	42030	13933	4849	1128	433	105	38	8	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Me</i>	57233	18728.5	6102.5	1320.5	533	130	50	13	1	1	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> ₃	76669	22481	7484	1656	655	162	65	19	2	1	1	0	0	0	0	
<i>max</i>	146463	45265	15665	3786	1793	481	178	46	10	8	7	3	2	2	0	
<i>n</i> ₁	103	103	103	98	96	97	101	91	54	46	33	15	8	2	0	
<i>n</i> ₂	47.6	47.6	47.6	45.3	44.4	44.9	46.76	42.1	25.0	21.3	15.2	6.9	3.7	0.9	0.0	

Примечание: *d* – диапазон размеров диаметра частиц (мкм), *N* – объем выборки, $\bar{x}$ – среднее арифметическое, δ – стандартное отклонение, *min* – минимальное значение, *Q*₁ – первый квартиль, *Me* – медиана, *Q*₃ – третий квартиль, *max* – максимальное значение, *n*₁ – количество ненулевых наблюдений, *n*₂ – доля ненулевых наблюдений (%).

Таблица 2. Статистические параметры фракционного состава приземного аэрозоля в третий (14.12.22–18.12.22) и четвертый (19.12.22–26.12.22) периоды снегонакопления

Параметры*	Фракционный состав приземного аэрозоля в третий период (14.12.22–18.12.22)															
	0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0	
<i>d</i>																
<i>N</i>	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	
$\bar{x}$	103381	34097	11246	2367	885	197	70	17	1.7	0.5	0.13	0	0	0	0	
δ	101047.1	33606.8	10334.9	1935.5	669.1	141.8	47.1	12.5	1.5	0.5	0.33	0	0	0	0	
<i>min</i>	17169	6361	2727	645	207	43	14	3	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> ₁	27351	9725	3793	954	376	84	34	7	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Me</i>	72431	23152	8254	1853	718	158	59	15	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> ₃	137609	45193	14453	3119	1214	273	94	24	2	1	0	0	0	0	0	
<i>max</i>	467922	157395	49326	9369	3171	659	225	58	7	2	1	0	0	0	0	
<i>n</i> ₁	63	60	60	60	55	55	54	45	33	16	5	0	0	0	0	
<i>n</i> ₂	52.9	50.4	50.4	50.4	46.2	46.2	45.3	37.8	27.7	13.4	4.2	0.0	0.0	0.0	0.0	
Фракционный состав приземного аэрозоля в четвертый период (19.12.22–26.12.22)																
<i>d</i>																
<i>N</i>	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	
$\bar{x}$	32793	10631	3634	813	339	90	40	11	1	0.5	0.2	0.08	0.05	0.02	0.01	
δ	13755.5	4973.5	1859.2	442.5	184.4	50.1	21.8	6.7	1.0	0.8	0.8	0.3	0.3	0.1	0.1	
<i>min</i>	11312	3103	632	121	49	11	5	1	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> ₁	22236	6735	2089	452	192	51	21	6	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Me</i>	29087	9349	3288	752	314	86	39	11	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Q</i> ₃	43092	14352	4958	1076	467	131	56	15	2	1	0	0	0	0	0	
<i>max</i>	72756	24207	8801	2196	888	237	102	41	9	7	8	4	3	2	1	
<i>n</i> ₁	93	92	92	95	100	93	93	80	41	35	26	5	3	2	2	
<i>n</i> ₂	48.4	47.9	47.9	49.4	52.0	48.4	48.4	41.6	21.3	18.2	13.5	2.6	1.5	1.0	1.0	

Примечание: *d* – диапазон размеров диаметра частиц (мкм), *N* – объем выборки, $\bar{x}$ – среднее арифметическое, δ – стандартное отклонение, *min* – минимальное значение, *Q*₁ – первый квартиль, *Me* – медиана, *Q*₃ – третий квартиль, *max* – максимальное значение, *n*₁ – количество ненулевых наблюдений, *n*₂ – доля ненулевых наблюдений (%).

Таблица 3. Статистические параметры фракционного состава приземного аэрозоля в пятый (27.12.22–08.01.23) и шестой (09.01.23–16.01.23) периоды снегонакопления

Параметры*		Фракционный состав приземного аэрозоля в пятый период (27.12.22–08.01.23)														
<i>d</i>		0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0
<i>N</i>		312	312	312	312	312	312	312	312	312	312	312	312	312	312	312
$\bar{x}$		46925	14718	4875	1068	429	104	40	9	0.7	0.3	0.07	0	0	0	0
δ		51942.9	16095.4	5192.1	1123.1	428.1	94.8	32.5	7.6	1	0.4	0.2	0	0.06	0	0
<i>min</i>		4350	1169	415	107	50	10	3	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Q</i> ₁		19118	5875	1813	361	147	36	15	3	0	0	0	0	0	0	0
<i>Me</i>		30591	9462	2862	606	250	61	25	7	0	0	0	0	0	0	0
<i>Q</i> ₃		46018	15550	5509	1247	535	148	62	14	1	1	0	0	0	0	0
<i>max</i>		297485	83787	24451	5501	2130	460	148	37	6	2	2	0	1	0	0
<i>n</i> ₁		143	148	148	153	149	143	133	131	56	33	15	0	1	0	0
<i>n</i> ₂		45.8	47.4	47.4	49.0	47.7	45.8	42.6	41.9	17.	10.5	4.8	0.0	0.3	0.0	0.0

		Фракционный состав приземного аэрозоля в шестой период (09.01.23–16.01.23)														
<i>d</i>		0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0
<i>N</i>		192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192	192
$\bar{x}$		19561	6255	2254	549	247	73	38	14	1	0.9	0.7	0.2	0.1	0.05	0.01
δ		11644.1	3848.4	1384.7	320.3	135.7	38.3	22.9	12.8	1.7	1.0	0.9	0.4	0.4	0.2	0.07
<i>min</i>		5677	1130	396	111	52	16	11	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Q</i> ₁		12624	3930	1303	328	146	44	22	6	1	0	0	0	0	0	0
<i>Me</i>		15690	5104	2001	508	233	65	32.5	11	1	1	0	0	0	0	0
<i>Q</i> ₃		22555	7166.	2702	672	313	94	50	19	3	1	1	0	0	0	0
<i>max</i>		65253	20475	7131	1608	675	188	227	143	9	7	7	2	3	1	1
<i>n</i> ₁		90	92	100	94	92	94	98	78	52	51	42	26	17	7	1
<i>n</i> ₂		46.8	47.9	52.0	48.9	47.9	48.9	51.0	40.6	27.0	26.5	21.8	13.54	8.8	3.6	0.5

Примечание: *d* – диапазон размеров диаметра частиц (мкм), *N* – объем выборки, $\bar{x}$ – среднее арифметическое, δ – стандартное отклонение, *min* – минимальное значение, *Q*₁ – первый квартиль, *Me* – медиана, *Q*₃ – третий квартиль, *max* – максимальное значение, *n*₁ – количество ненулевых наблюдений, *n*₂ – доля ненулевых наблюдений (%).

Таблица 4. Статистические параметры фракционного состава приземного аэрозоля в седьмой (17.01.23–23.01.23) и восьмой (24.01.23–30.01.23) периоды снегонакопления

Параметры*		Фракционный состав приземного аэрозоля в седьмой период (17.01.23–23.01.23)																Фракционный состав приземного аэрозоля в восьмой период (24.01.23–30.01.23)																	
<i>d</i>		0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0	<i>d</i>		0.3–0.4	0.4–0.5	0.5–0.65	0.65–0.8	0.8–1.0	1.0–1.6	1.6–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	5.0–7.5	7.5–10.0	10.0–15.0	15.0–20.0	>20.0		
<i>N</i>		168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	<i>N</i>		168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	
$\bar{x}$		20467	6213	2016	455	216	73	42	16	2	0.9	0.5	0.17	0.08	0.04	0.02	$\bar{x}$		45688	17117	5291	981	394	117	60	23	3.	1.3	0.7	0.1	0.08	0.01	0.01	0.01	
δ		15020.2	4743.1	1617.2	369	166.8	54.7	30	13.1	2.8	1.5	1.3	0.5	0.3	0.2	0.1	δ		29884.1	12725.8	3848.2	631.8	227.7	64.2	31.5	14.1	2.7	1.1	0.7	0.3	0.2	0.1	0.08	0.08	
<i>min</i>		4401	993	238	50	22	4	2	1	0	0	0	0	0	0	0	<i>min</i>		2210	399	94	30	13	3	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Q</i> ₁		9569	2825	882	201	99	32	17	5	0.7	0	0	0	0	0	0	<i>Q</i> ₁		21830	6992	2047	415	188	57	32	9	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Me</i>		12044	3760	1268	274	139	50	30	11	1	0	0	0	0	0	0	<i>Me</i>		37261	11637	3562	864	363	109	56	22	3	1	1	0	0	0	0	0	0
<i>Q</i> ₃		33103	10438	3311	743	334	112	65	26	4	1	1	0	0	0	0	<i>Q</i> ₃		68521	27543	8874	1564	594	177	89	36	6	2	1	0	0	0	0	0	0
<i>max</i>		60220	20057	6858	1392	680	228	147	71	16	9	10	3	2	1	1	<i>max</i>		115382	47862	15101	2552	911	253	131	57	10	6	4	2	2	1	1	1	1
<i>n</i> ₁		81	80	78	79	78	79	80	64	35	29	22	7	4	7	4	<i>n</i> ₁		71	70	72	70	73	72	75	77	51	40	30	14	12	2	2	1	1
<i>n</i> ₂		48.2	47.6	46.4	47.0	46.4	47.0	47.6	38.1	20.8	17.2	13.1	4.1	2.3	4.1	2.3	<i>n</i> ₂		42.2	41.6	42.8	41.6	43.4	42.8	44.6	45.8	30.3	23.8	17.8	8.3	7.1	1.1	1.1	0.6	0.6

Примечание: *d* – диапазон размеров диаметра частиц (мкм), *N* – объем выборки, $\bar{x}$ – среднее арифметическое, δ – стандартное отклонение, *min* – минимальное значение, *Q*₁ – первый квартиль, *Me* – медиана, *Q*₃ – третий квартиль, *max* – максимальное значение, *n*₁ – количество ненулевых наблюдений, *n*₂ – доля ненулевых наблюдений (%).

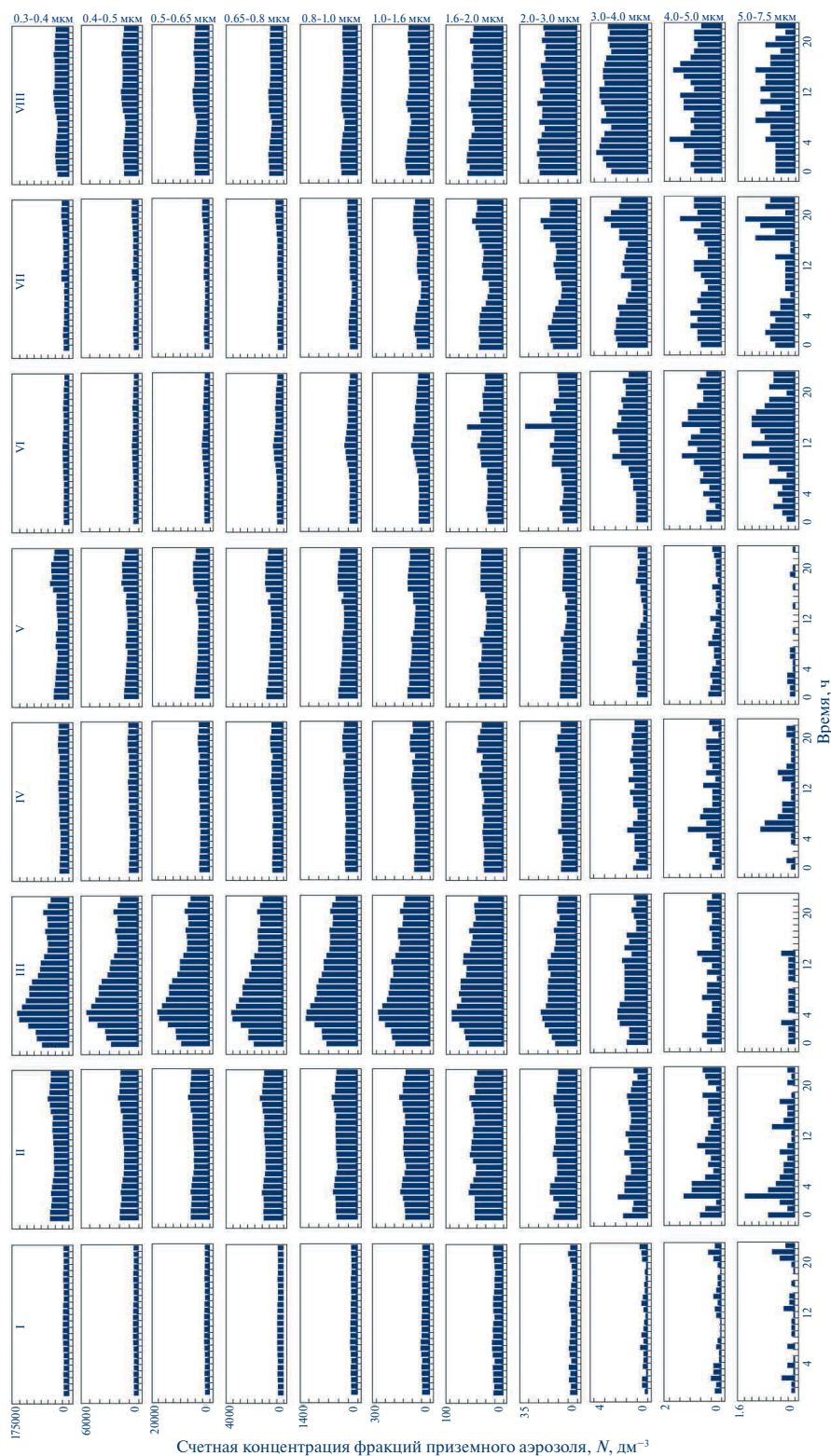


Рис. 3. Суточная динамика распределения счетной концентрации частиц в аэрозольном поле над обсерваторией “Фоновая” зимой 2022/23 г. в t-периоды: I – 17.11 – 05.12.22; II – 05.12 – 14.12.22; III – 14.12 – 19.12.22; IV – 19.12 – 27.12.22; V – 27.12.22 – 09.01.23; VI – 09.12 – 17.12.23; VII – 17.01 – 24.01.23; VIII – 24.01 – 30.01.23

Fig. 3. Diurnal dynamics of the distribution of the particle count concentration in the aerosol field above the Fonovaya observatory in winter 2022/23 in t-periods I – 17.11 – 05.12.22; II – 05.12 – 14.12.22; III – 14.12 – 19.12.22; IV – 19.12 – 27.12.22; V – 27.12.22 – 09.01.23; VI – 09.12 – 17.12.23; VII – 17.01 – 24.01.23; VIII – 24.01 – 30.01.23

Известно, что в условиях аридного климата пустынь аэрозоль генерируется земной поверхностью и может подниматься конвективными и вихревыми потоками в тропосферу (Горчаков и др., 2000). Следует заметить, что для данного периода внутрисуточные колебания концентрации частиц в интервале d 0.3...2.0 мкм невелики. Они становятся более заметными с увеличением размера фракций, достигая сильно выраженной контрастности в утренние и дневные часы для частиц в интервале размеров диаметра 4.0...7.5 мкм (см. рис. 3, II). Этот период нарастания снежной толщи характеризуют слои 25–21 (см. рис. 2).

В третий t-период (14.12–19.12.2022 г.) снегопады над обсерваторией «Фоновая» не фиксировались (см. рис. 2, б). Нарастание снежной толщи шло за счёт осаднения инея. В это время в приземном воздухе устойчиво фиксировался рост содержания аэрозолей. Это хорошо заметно для частиц в диапазоне размеров диаметра 0.3...3.0 мкм (см. рис. 3, III). Предполагается, что это связано с продолжающимся поступлением среднеазиатского пустынного аэрозоля. Надо заметить, что в отсутствие осадков появление одномодального внутрисуточного распределения счётной концентрации частиц с хорошо выраженным пиком в утренние часы (см. рис. 3, III) выглядит странным. Но это становится понятным, если принять, что в условиях антициклона радиационное выхолаживание максимально проявляется в утренние часы. Кроме того, из-за разности температур в зоне контакта «снег–атмосфера» возникает устойчивый градиент температуры и влаги. Данное обстоятельство инициирует устойчивый массоперенос водяных паров к снежной поверхности. Поэтому прирост снежной толщи в период между выпадениями снегопадов происходит за счёт образования инея. Известно, что для кристаллообразования инея требуются более низкие показатели относительной влажности воздуха, чем для выпадения снега — менее 80% (Stössel et al., 2010). Но данное объяснение не разъясняет отсутствие пика в первом t-периоде (17.11–05.12.2022 г.) при том, что длительность бесснежного периода составила 13 дней. И всё это время практически не наблюдалось какого-либо прироста счётной концентрации приземного аэрозоля, тогда как в третьем t-периоде с длительностью всего пять дней счётная концентрация приземного аэрозоля почти в три раза больше. Причина такого расхождения пока не понятна (хотя, вероятно, в первый период не было устойчивой антициклонической ситуации с накоплением аэрозоля

в АПС), и объяснение причин появления данного феномена будет дано ниже в соответствующем разделе данной статьи.

В четвёртый t-период (19.12–27.12.2022 г.) выпадение снега шло за счёт разгрузки влагонесущих воздушных масс, приходящих из районов Атлантики и Средиземноморья через Черноморско-Каспийский регион и среднеазиатские пустыни (см. рис. 4, IV). Этот период снегонакопления характеризуют слои 19–13 (см. рис. 2). В отличие от предыдущего периода, счётная концентрация частиц во внутрисуточных замесах в этом временном интервале снижается во всём размерном диапазоне почти в 1.5–2 раза. Внутрисуточные колебания счётной концентрации для частиц с диаметром от 0.3 до 3.0 мкм невелики. Однако они становятся заметными для частиц в интервале размеров диаметра 3.0...7.5 мкм (см. рис. 3, IV).

В пятый t-период (27.12.22–09.01.2023 г.) выпадение снегопадов и формирование аэрозольного поля над «фоновой» происходило за счёт переноса влагонесущих воздушных масс, которые с наибольшей вероятностью прибывали из Восточно-Европейского сектора Арктики и Арало-Каспийского аридного региона (см. рис. 4, V). В этот период сформировалась средняя часть снежной толщи (см. рис. 2), которую характеризуют три пробы (слои 12–10). Сравнивая с предыдущим периодом внутрисуточную динамику распределения счётной концентрации частиц между разными фракциями, можно заметить определенный прирост содержания частиц в диапазоне d 0.3...1.6 мкм и заметное снижение счётной концентрации частиц с диаметром от 3.0 до 7.5 мкм (см. рис. 3, V). Такие колебания аэрозольного поля над обсерваторией «Фоновая» связаны с разным механизмом осаднения частиц из воздуха. Известно, что аэрозоли могут выпадать на земную поверхность в результате турбулентной и гравитационной седиментации. Но, если рассматривать скорость осаднения аэрозольной частицы как функцию диаметра частицы, то для частиц малых размеров (от 0.01 до 10.0 мкм) механизм седиментации определяется преимущественно турбулентной диффузией (Хорват, 1990). Если же диаметр частицы более 10.0 мкм, то гравитационная седиментация начинает играть более значительную роль. Однако в нашем случае удалось визуализировать (см. рис. 3) состояние, когда в зимнем приземном слое воздуха возникает ситуация, при которой диффузная седиментация для аэрозолей в интервале диаметров 0.3...2.0 мкм уже

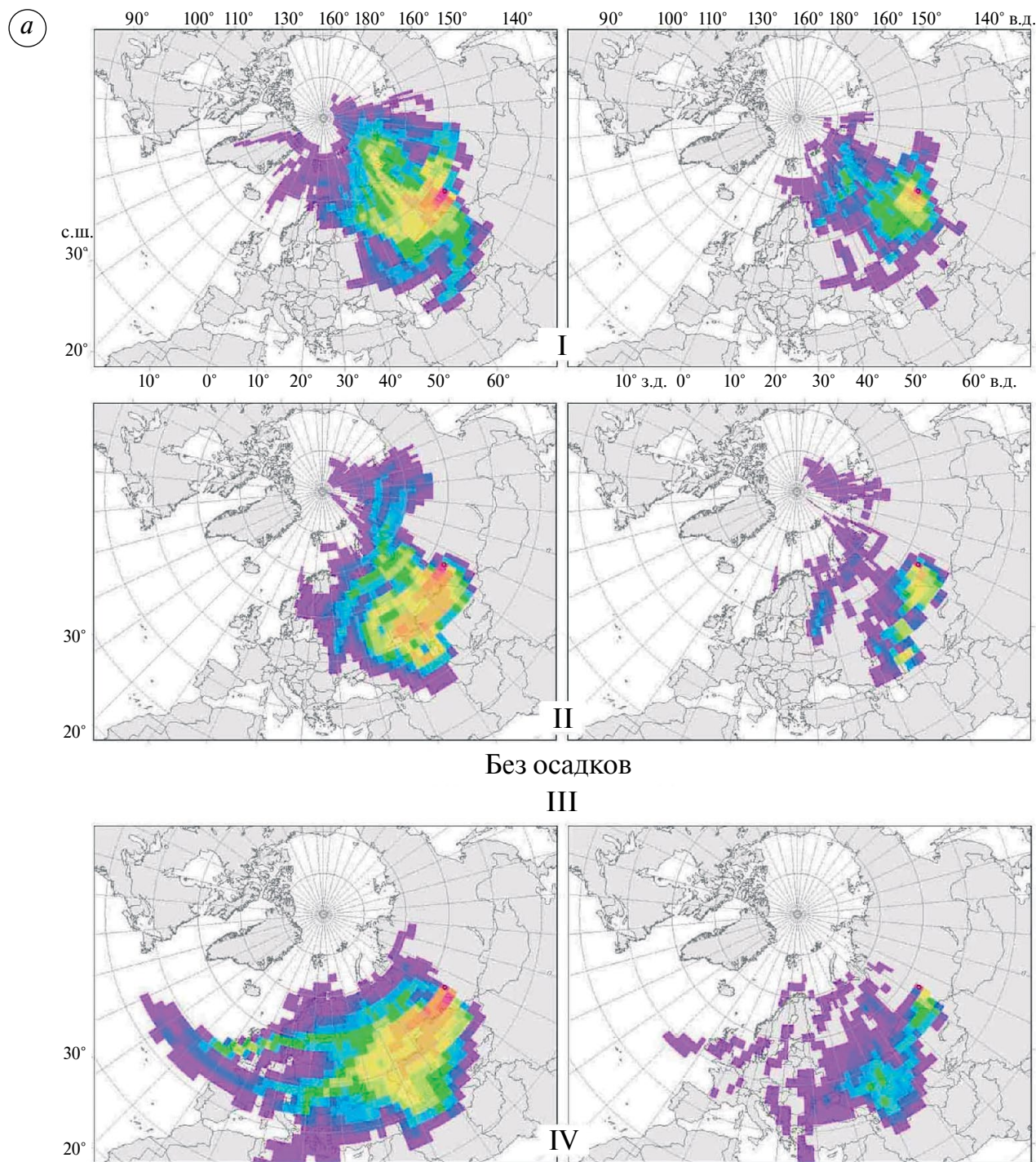


Рис. 4. Послойные парные диаграммы вероятности переноса воздушных масс (P , %) на 20 уровнях, приходящие в слой 100–2100 м (левые части сдвоенных диаграмм) и только по участкам траекторий, попадавшим в атмосферный пограничный слой (правые части сдвоенных диаграмм) как над обсерваторией “Фоновая”, так и на всём протяжении траекторий, хронологически привязанные к t -периодам: I – 17.11 – 05.12.22; II – 05.12 – 14.12.22; III – 14.12 – 19.12.22; IV – 19.12 – 27.12.22; V – 27.12.22 – 09.01.23; VI – 09.12 – 17.12.23; VII – 17.01 – 24.01.23; VIII – 24.01 – 30.01.23

Fig. 4. Layered paired diagrams of the probability of air mass transfer, (P , %) at 20 levels arriving in the 100–2100 m layer (left parts of the paired diagrams) and only for sections of trajectories that entered the atmospheric boundary layer (right parts of the paired diagrams) both above the Fonovaya observatory and along the entire length of the trajectories, chronologically tied to t -periods: I – 17.11 – 05.12.22; II – 05.12 – 14.12.22; III – 14.12 – 19.12.22; IV – 19.12 – 27.12.22; V – 27.12.22 – 09.01.23; VI – 09.12 – 17.12.23; VII – 17.01 – 24.01.23; VIII – 24.01 – 30.01.23

б

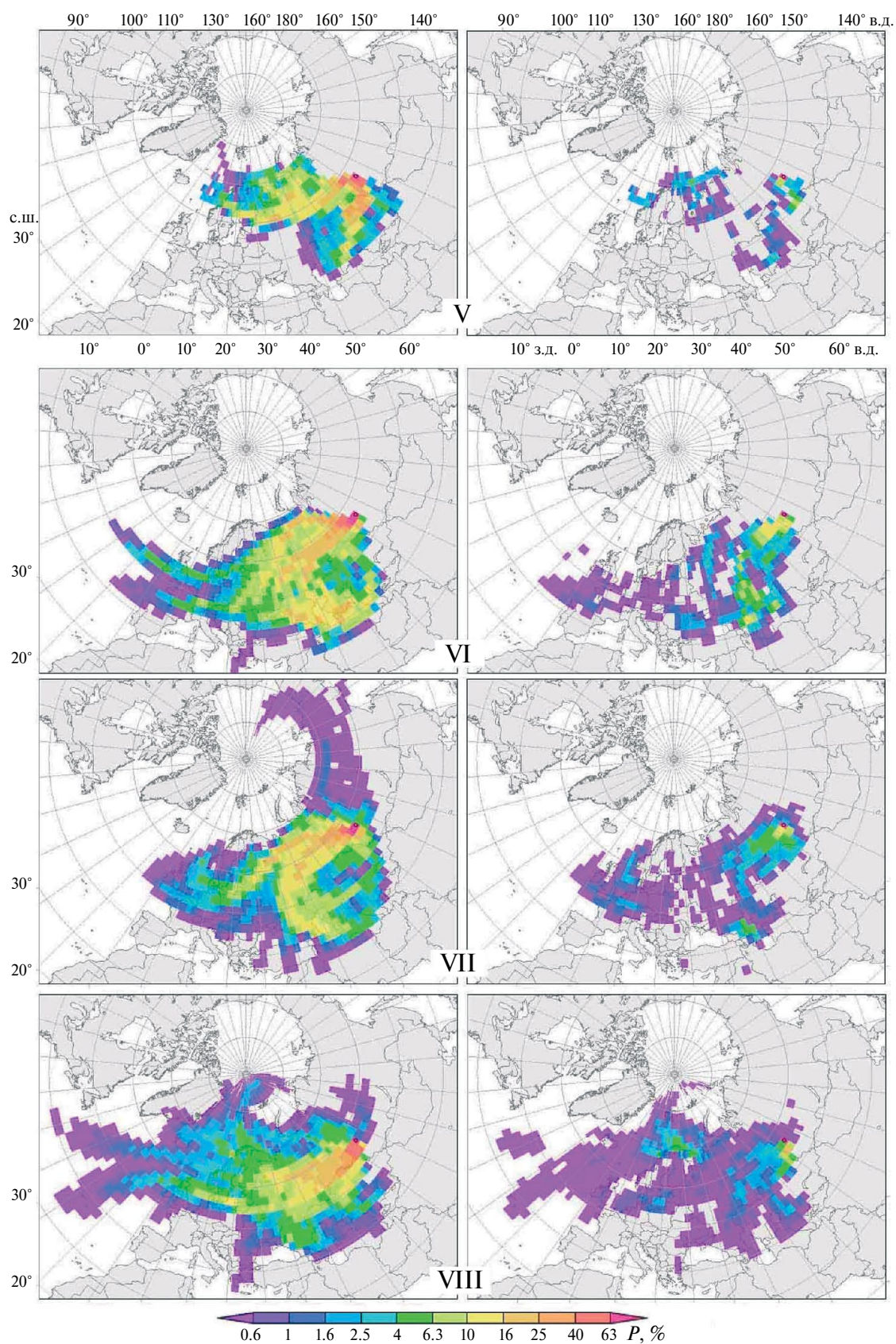


Рис. 4. Продолжение

Fig. 4. Continued

неэффективна, а гравитационная — ещё неэффективна. В итоге — в приземном слое воздуха возникает диффузионно-гравитационное равновесие, при котором, в условиях постоянного притока аэрозоля, увеличивается время жизни и связанный с этим рост счётной концентрации мелкого аэрозоля.

В шестой t -период (09.01—17.01.2023 г.) синоптическая обстановка характеризовалась перемещением воздушных масс из районов Атлантики и Средиземноморья через Черноморско-Каспийский регион и среднеазиатские пустыни (см. рис. 4, VI). В этот период образовались слои 9—6 (см. рис. 2). В сравнении с предыдущим в аэрозольном поле над обсерваторией “Фоновая” для данного периода фиксируются очень низкие значения счётной концентрации аэрозолей в интервале d от 0.3 до 0.8 мкм. Но затем фиксируется постепенный рост счётной концентрации, который в дневные часы вначале заметен для частиц с d 0.8...1.0 мкм и становится устойчивым для частиц в размерном интервале d 1.0...7.5 мкм. Во внутрисуточной динамике фракционного распределения концентрации частиц он становится хорошо заметен в виде пологого пика с частыми и относительно высокими всплесками концентраций в интервале d 4.0...7.5 мкм (см. рис. 3, VI).

Седьмой t -период (17.01—24.01.2023 г.) представлен только одним 7 слоем (см. рис. 2). В это время интенсивные снегопады (см. рис. 2, б) приходили из Атлантики и Восточно-Сибирского моря и частично с Черноморско-Каспийского региона (см. рис. 4, VII). Но при этом заметно увеличение счётной концентрации аэрозольных частиц, относительно предыдущего периода, не фиксируется (см. рис. 3, VII). Однако анализ внутрисуточного хода распределения счётной концентрации аэрозолей в размерном диапазоне d 0.8...7.5 мкм выявил появление трёх пологих пиков, контрастность которых растёт с увеличением размера частиц. И такие частотные колебания аэрозольного поля над обсерваторией “Фоновая”, охватывающие утренние, дневные и вечерние часы, возможно, отражают особенности среднесуточного соотношения приходящей и рассеянной солнечной радиации в данный период. Но такое предположение требует проверки.

Восьмой t -период (24.01—30.01.2023 г.) характеризуют снежные слои 4—1 (см. рис. 2, а). Они образовались во время снегопадов (см. рис. 2, б), связанных с влагонесущими воздушными массами, активно поступавшими к обсерватории “Фоновая” из Атлантики, со стороны Средиземного

и Чёрного морей, а также за счёт воздушных масс, приходивших из Арало-Каспийского аридного региона (см. рис. 4, VIII). Именно с последними связывается высокий прирост счётной концентрации частиц практически во всём наблюдаемом размерном интервале d частиц (0.3...7.5 мкм) (см. рис. 3, VIII).

В целом формирование аэрозольного поля над обсерваторией «Фоновая» в наблюдаемые периоды шло под преимущественным влиянием дальнего переноса аэрозолей, поступавших в составе влагонесущих воздушных масс со стороны Арало-Каспийского аридного региона и Атлантики. И в меньшей степени из Арктики, Средиземноморья и Черноморского региона. При этом резкие увеличения счётных концентраций частиц в зимнем аэрозольном поле над обсерваторией «Фоновая» в 6—8 периодах в большей мере связываются нами с поступлением пылевого аэрозоля из Арало-Каспийского аридного региона, нежели со стороны Атлантики и Средиземноморья. Основанием для этого служат ранее полученные данные (Shukurov et al., 2023; Симонova и др., 2023), показывающие высокую повторяемость зимнего переноса воздушных масс из засушливого пояса к югу от России в диапазоне 40—50° с.ш., 50—80° в.д. (Казахстан и север Арало-Каспийского аридного региона). В годовой динамике эти направления наблюдаются в более трети случаев.

Возникновение диффузионно-гравитационного равновесия аэрозольных частиц в приземном воздухе (левитация) и связанное с ним фракционирование приземного аэрозоля. При анализе динамики фракционного распределения приземного аэрозоля (см. рис. 3) в сопряжении с диаграммами региональной вероятности переноса воздушных масс (P , %) к обсерватории “Фоновая” (см. рис. 4), рассчитанных только по тем обратным траекториям влагонесущих воздушных масс, для которых над обсерваторией «Фоновой» осадки были ненулевыми, установлено, что они мало влияли на соотношение аэрозольных фракций в размерном интервале d 0.3—1.6 мкм. Так, при уменьшении продолжительности 6, 7 и 8 периодов (8, 7, 6 дней соответственно) в приземном воздухе устойчиво фиксировался прирост счётной концентрации аэрозолей в диапазоне 0.3—1.6 мкм. То же самое было зарегистрировано в 1, 2 и 3 периодах (18, 9, 5 дней соответственно). Предполагается, что данное обстоятельство вызвано увеличением продолжительности жизни приземного аэрозоля, которое, в свою очередь, связано с физическими свойствами снежного

покрова, в частности с действием сил радиометрической природы.

Известно, что снежный покров в любых условиях, даже при самой низкой температуре, излучает собственное тепло в виде длинноволновой (инфракрасной) радиации. Поэтому в поле уходящего от снежной поверхности теплового (инфракрасного) излучения может возникать положительный, так называемый «снеговой» фотофорез (Тентюков и др., 2022) и связанные с ним субвертикальные движения аэрозолей, против действия сил гравитации (фотофоретическая левитация по: (Ковалев, 2003).

Термин «снеговой» фотофорез предложен для того, чтобы показать сезонность его проявления, а также отличать «снеговой» фотофорез от «теплового», поскольку для каждого имеются свои отличия. Так, интенсивность проявления «теплового» фотофореза традиционно связывается с интенсивностью солнечного излучения (Берсенев и др., 2003; Кочнева, 2007), тогда как на особенности проявления «снегового» фотофореза влияют как физические свойства самого снежного покрова, представляющего собой уникальную поровую ледяную осадочную породу, в которой вода находится одновременно в трёх фазовых состояниях, так и микрофизические свойства ледяных кристаллов, составляющих снежную толщу. Первая проявляется в процессе отражения прямой и рассеянной солнечной радиации снежной поверхностью (поверхностное альbedo) и ледяной поверхностью снежных зёрен в снежной толще (внутриснежное альbedo), тогда как вторая определяет ослабление (экстинкции) проникающей лучистой энергии в снежной толще с глубиной. С данным процессом связаны оптическая прозрачность снежной толщи, её внутриснежный радиационный баланс и подснежная освещённость, которые в зависимости от синоптических условий могут определённым образом влиять на проявление «снегового» фотофореза.

Так, сопоставление синоптических характеристик для всех периодов показало, что для первого и третьего t-периодов характерно преобладание антициклонального режима погоды, причём для первого t-периода он выражен несколько слабее. Следствием этих различий для третьего t-периода служит хорошо выраженное мономодальное распределение частиц в среднесуточной динамике с чётким пиком, совпадающим с утренними часами, тогда как для первого t-периода он отсутствует (см. рис. 3). Для остальных периодов суточный ход «снегового» фотофореза характеризуется слабо выраженной

вариативностью. Вероятно, эти отличия связаны разным соотношением притока прямой и рассеянной солнечной радиации на снежную поверхность в условиях разной запылённости приземной атмосферы. Для обсерватории «Фоновая» данное обстоятельство может быть связано с высокой долей воздушных масс, приходящих из Арало-Каспийского аридного региона, но это надо проверить.

Между тем, модельные исследования (Rohatschek, 1986; Кочнева, 2007), выполненные с учётом совокупности микрофизических характеристик аэрозольных частиц, ответственных за поглощение оптического и теплового излучения, показали, что по отношению к этим свойствам можно выделить три типа частиц: слабо-, умеренно- и сильнопоглощающих.

Следовательно, если принять, что реальные аэрозольные частицы ультрадисперсных размеров, как правило, являются агрегатами из более мелких частиц или представлены многослойными частицами, то разное соотношение этих трёх типов частиц обеспечит таким агрегатам варьирование значений оптико-теплофизических параметров и разное проявление действия фотофоретических сил.

В атмосфере такое «нужное» соотношение свето-телопоглощающих компонентов в атмосферном аэрозоле достигается агрегированием частиц, которое, в свою очередь, обусловлено коагуляцией. Под коагуляцией понимают объединение частиц дисперсной фазы в агрегаты, возникающие в результате сцепления частиц при их соударениях, которое, в свою очередь, зависит от активности турбулентного перемешивания частиц.

Известно, что воздух прозрачен для солнечной радиации, поэтому его температура зависит от нагрева частиц: чем больше частиц в атмосфере, тем выше его температура, и тем активнее идёт их турбулентное (молекулярное) перемешивание. При этом число соударений частиц возрастает. При их контакте между собой между частицами возникает связь, которая называется *аутогезией*. Аутогезия относится к числу поверхностных явлений, т.е. к таким, которые возникают на границе соприкасающихся фаз. При этом возможно появление аэрозолей с разным в них соотношением свето-телопоглощающих компонентов. Такие аэрозоли будут отличаться от других аэрозолей своими микрофизическими характеристиками, ответственным за поглощение оптического и теплового излучения.

Между тем, при передвижении влагонесущих воздушных масс от места зарождения до точки наблюдения их аэрозольный состав не может оставаться постоянным. Одной из причин служит орографический фактор. Традиционно считается, что вариации содержания аэрозолей тесно связаны с динамическими процессами в атмосфере, отмечая при этом, что многие из них часто являются следствием орографического торможения воздушных потоков (Кожевников, 1999). Поэтому принимается, что орографическое торможение воздушных потоков и связанное с ним рассеивание аэрозолей будет выражено тем сильнее, чем больше амплитуда относительных высот в рельефе подстилающей поверхности.

Очевидно, что в процессе горизонтального переноса транзитных воздушных масс аэрозольный состав в них будет испытывать неоднократные пертурбации. В итоге, в таких транзитных воздушных массах возможно появление дисперсной фазы с разным соотношением в ней свето-теплопоглощающих компонентов.

Горизонтальное перемещение транзитных воздушных масс в составе циклонов от места их зарождения до точки наблюдения происходит по относительно постоянным маршрутам, для которых характерно определённое сочетание/соотношение элементов топографии подстилающей поверхности (низкогорья, межгорные плато, равнинные участки). В связи с этим аэрозольный состав транзитных влагонесущих воздушных масс, приходящих к точке наблюдения по постоянным маршрутам, будет относительно постоянным. Различия проявятся, если сравнивать аэрозольный состав в циклонах, поступающих к точке наблюдения с разных направлений. Например, из районов Атлантики или Арало-Каспийского аридного региона (см. рис. 3 и 4).

Именно этим обстоятельством можно объяснить различия в счётных концентрациях частиц в размерном диапазоне d 0.3...2.0 мкм в первом t -периоде (17.11–05.12.2022 г.) и в третьем t -периоде (14.12–19.12.2022 г.). Так, из-за неоднородностей в структуре и оптических свойствах материала минеральных компонентов, составляющих аэрозоль, падающее оптическое излучение неравномерно распределяется по объёму аэрозольной частицы. Следовательно, более нагретой может оказаться как освещённая, так и теневая сторона частицы. Такая частица будет испытывать действие как положительных, так и отрицательных фотофоретических сил. В первом случае частица в поле уходящего от снежного покрова инфракрасного излучения будет двигаться вверх.

Во втором же случае отрицательный фотофорез усиливает влияние сил гравитации на частицу, и она будет оседать на снежную поверхность.

При равнодействии положительных и отрицательных фотофоретических сил возникает диффузионно-гравитационное равновесие, и такие частицы в поле уходящего от снежного покрова инфракрасного излучения зависают над снежной поверхностью (левитируют). Это увеличивает время жизни аэрозоля, что ведёт к росту счётной концентрации определённых фракций приземного аэрозоля. В нашем случае это частицы в диапазоне d 0.3...2.0 мкм. При этом силы «снегового» фотофореза могут конкурировать с действием сил гравитации в приземном слое воздуха, удерживая частицы в диапазоне 0.3–2.0 мкм более продолжительное время, чем это было в летних условиях (см. табл. 1). Выявленное обстоятельство даёт основание говорить о фотофоретическом фракционировании аэрозолей в приземном слое воздуха как о новом феномене.

Следует ожидать, что наиболее активно этот феномен будет проявляться в перерывах между снегопадами и усиливаться при антициклональном режиме погод, поскольку в условиях циклонической активности образование «снегового» фотофореза будет в определённой мере заглушаться развитой конвекцией и разномасштабным турбулентным переносом в приземном воздухе. Но данное предположение требует проверки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлена внутрисуточная динамика распределения счётной концентрации частиц в размерном диапазоне d 0.3...2.0 мкм при формировании зимнего аэрозольного фона над обсерваторией «Фоновая». Предполагается, что рост счётной концентрации частиц в этом диапазоне обусловлен длительностью их пребывания в воздухе, а причиной данного феномена является левитация частиц в поле уходящего от поверхности снега инфракрасного излучения, обусловленная действием «снегового» фотофореза. Причём фотофоретические силы могут конкурировать с действием сил гравитации, обеспечивая тем самым условия для левитации частиц над снежной поверхностью в приземном слое воздуха. Так, левитация частиц с размерным интервалом d 0.3...2.0 мкм проявляется тогда, когда возникает ситуация, при которой диффузная седиментация для аэрозолей данной размерной фракции уже неэффективна, а гравитационная — ещё неэффективна. В итоге, в приземном слое воздуха возникает диффузионно-гравитационное равновесие,

при котором увеличивается время жизни и связанный с этим рост счётной концентрации мелкого аэрозоля. Это даёт основание говорить о фотофоретическом фракционировании аэрозолей в зимней атмосфере как о новом феномене.

Поскольку «снеговой» фотофорез может быть причиной длительного пребывания мелких фракций аэрозоля в приземном воздухе, очевидно, что это будет влиять на радиационный баланс зимней атмосферы. Поэтому вертикальные движения частиц под действием фотофоретических сил должны учитываться при построении транспортных моделей вертикального переноса аэрозолей в нижней тропосфере. Кроме того, «снеговой» фотофорез в перерывах между снегопадами и при антициклональном режиме погоды может обоснованно рассматриваться как один из потенциально значимых механизмов увеличения концентрации загрязняющих веществ на поверхности снега и в приземном воздухе.

Важным обстоятельством является также то, что в настоящее время, по мнению С.А. Сократова: «...Специфика существующих климатических моделей, где осадки рассматриваются как «потери из климатической системы, усложняет комплексную оценку обратного влияния снежного покрова на климат (в настоящее время используются, по сути, лишь альbedo поверхности)...» (Сократов, Трошкина, 2009. С. 104). Другими словами, роль «снегового» фотофореза в современных климатических моделях практически не рассматривается.

Предположено, что в условиях запылённости приземной атмосферы увеличение продолжительности жизни аэрозольных частиц, обусловленной «снеговым» фотофорезом, будет усиливать риск дополнительного воздействия пыли на население за счёт увеличения ингаляционной дозы. В связи с этим целесообразно продолжить исследования, связанные с изучением влияния положительного «снегового» фотофореза на динамику фракционирования приземного аэрозоля.

Финансирование. Исследование проводилось в рамках государственного задания Института оптики атмосферы СО РАН. Траекторный анализ выполнен при финансовой поддержке РЦНИ и ННФИ (проект № 20-55-56028).

Acknowledgements. The study was conducted within the framework of the state assignment of the Institute of Atmospheric Optics SB RAS. The trajectory analysis was carried out with the financial support of the Russian Research Center and the National Research Foundation (project No. 20-55-56028).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Береснев С.А., Кочнева Л.Б., Суетин П.Е., Захаров В.И., Грибанов К.Г. Фотофорез атмосферных аэрозолей в поле теплового излучения Земли // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 5–6. С. 470–477.
- Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 664 с.
- Горчаков Г.И., Копров Б.М., Шукуров К.А. Исследование выноса субмикронного аэрозоля с подстилающей поверхности // Оптика атмосферы и океана, 2000. Т. 13. № 2. С. 166–169.
- Зуев В.Е., Кузиковский А.В., Погодаев В.А., Чистякова Л.К. Тепловое действие оптического излучения на водные капли малого размера // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. № 5. С. 1069–1072.
- Ковалев Ф.Д. Экспериментальное исследование фотофореза в газах. Автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Екатеринбург: Уральский гос. ун-т им. А.М. Горького, 2003. 24 с.
- Кожевников В.Н. Возмущения атмосферы при обтекании гор. М.: Научный мир, 1999. 160 с.
- Кочнева Л.Б. Микрофизические оптические характеристики и фотофорез атмосферных аэрозолей. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Екатеринбург: Уральский гос. ун-т им. А.М. Горького 2007. 24 с.
- Кушнаренко А.В. Разработка модели и алгоритмов расчёта фотофоретического взаимодействия аэрозольных частиц и кластеров в разреженной газовой среде на основе метода Монте-Карло. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Красноярск: ФГАОУВО «Сибирский федеральный университет», 2019. 103 с.
- Марков М.Г. Теоретическое исследование влияния термодиффузионного фотофореза и фотофореза на эволюцию атмосферного аэрозоля. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Обнинск: Физ.-энерг. ин-т, 1985. 179 с.
- Пришивалко А.П. Оптические и тепловые поля внутри светорассеивающих частиц. Минск: Наука и техника, 1983. 190 с.
- Симонова Г.В., Калашникова Д.А., Маркелова А.Н., Бондаренко А.С., Давыдкина А.Е. Вариации изотопного состава кислорода и водорода в атмосферных осадках в г. Томске (2016–2020 гг.) // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. № 7. С. 595–601. <https://doi.org/10.15372/AOO20230709>
- Сократов С.А., Трошкина Е.С. Развитие структурно-стратиграфических исследований снежного покрова // Материалы гляциол. исследований. 2009. Вып. 107. С. 103–109.
- Сурдин В.Г. Фотометрический парадокс Ольберса // Электронный ресурс. URL: https://www.krugosvet.ru/enc/nauka_i_tehnika/astro/onomiya/FOTOMETRICESKI_PARADOKS_OLBERSA.html (Дата обращения: 13.08.2021).

- Тентюков М.П., Белан Б.Д., Симоненков Д.В., Михайлов В.И. Формирование вторичных органических аэрозолей на поверхности хвои и их поступление в полог зимнего леса под воздействием радиометрического фотофореза // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 5. С. 916–923. <https://aopv.iao.ru/ru/content/text?vol=35&issue=05&num=4>
- Хорват Л. Кислотный дождь / Пер. с венгер., под ред. Ю.Н. Михайловского. М.: Стройиздат, 1990. 80 с.
- Фицц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сокрытов С.А. Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова) // Материалы гляциол. исследований. 2012–2. 80 с.
- Юфа Б.А., Гурвич Ю.М. Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля // Геохимия. 1964. № 8. С. 817–824.
- Яламов Ю.И., Хасанов А.С. Фотофорез гетерогенных по теплопроводности крупных аэрозольных частиц // Журнал технической физики. 1998. Т. 68. № 4. С. 1–6.
- Berne B.J., Pecora R. Dynamic Light Scattering. John Wiley and Sons Ltd. 1976. 376 p. <https://doi.org/10.1002/bbpc.19770810123> (Дата обращения: 13.08.2021).
- Brock J.R. On radiometer forces // Journ. of Colloid and Interface Science. 1967. V. 25 (4). P. 564–567.
- Chernyak V., Beresnev S. Photophoresis of aerosol particles // Journ. of Aerosol. Science. 1993. V. 24 (7). P. 857–866.
- Ehrenhaft F. Die Photophorese // Annalen der Physik. 1918. V. 361 (10). P. 81–132 (First published: 1918). <https://doi.org/10.1002/andp.19183611002> (Дата обращения: 13.08.2021).
- Haywood J., Boucher O. Estimates of direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review // Review of Geophysics. 2000. V. 38 (4). P. 513–543.
- Preining O. Photophoresis. In: Aerosol Science. Ed. C.N. Davies. New York: Acad. Press, 1966. P. 111–135.
- Rohatschek H. Direction, magnitude and causes of photophoretic force // Journ. of Aerosol Science. 1985. V. 16 (1). P. 29–42.
- Rosen M.H., Orr C.J. The photophoretic force // Journ. of Colloid Science. 1964. V. 19 (1). P. 50–60.
- rp5.ru // Электронный ресурс. URL: https://rp5.ru/Погода_в_Кожевниково,_Томская_область. (Дата обращения: 12.01.2025).
- Shukurov K.A., Simonenkov D.V., Nevzorov A.V., Rashki A., Hamzeh N.H., Abdullaev S.F., Shukurova L.M., Chkhetiani O.C. CALIOP-Based Evaluation of Dust Emissions and Long-Range Transport of the Dust from the Aral–Caspian Arid Region by 3D-Source Potential Impact (3D-SPI) Method // Remote Sensing. 2023. V. 15 (5). 2819 p. <https://doi.org/10.3390/rs15112819>
- Stössel F., Guala M., Fierz C., Manes C., Lehning M. Micrometeorological and morphological observations of surface hoar dynamics on a mountain snow cover // Water Resources Research. 2010. V. 46 (4). W04511. <https://doi.org/10.1029/2009WR008198> (Дата обращения: 13.08.2021).
- Thoré M. Le radiomètre d'absorption // Les Mondes. 1877. V. 42. P. 585–586.

Citation: Tentyukov M.P., Timushev D.A., Simonenkov D.V., Belan B.D., Shukurov K.A., Kozlov A.V., Yazikov E.G., Buchelnikov V.S., Yakovlev A.A. Fractionation of ground-level aerosol from IR radiation of snow surface: observations in the Tomsk region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2025, 65 (2): 234–254. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020048

Fractionation of Ground-Level Aerosol from IR Radiation of Snow Surface: Observations in the Tomsk Region

© 2025 M. P. Tentyukov^{a,c,#}, D. A. Timushev^b, D. V. Simonenkov^a, B. D. Belan^a, K. A. Shukurov^d, A. V. Kozlov^a, E. G. Yazikov^e, V. S. Buchelnikov^e, A. A. Yakovlev^c

^aV.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

^bPhysics and Mathematics Institute, FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

^cPitirim Sorokin Syktyvkar State University, Syktyvkar, Russia

^dA.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

^eNational Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

#e-mail: tentukov@yandex.ru

Received October 24, 2024; Revised January 12, 2025; Accepted April 18, 2025

The article analyzes the results of measurements of the aerosol count concentration in the surface air in the range from 0.3 to 20.0 μm in 15 intervals. The measurements were carried out using a Grimm 1.108 aerosol spectrometer installed at the Fonovaya observatory (IAO SB RAS, Tomsk). The calculation of

the statistical parameters of the distribution of surface aerosol fractions was carried out using a sample compiled on the basis of a continuous series of measurements within the time interval from 11/17/2022 to 01/30/2023. The sample size was 1799 hourly observations. A service program was written to work with the sample, as well as to visualize the calculations. The features of the effect of photophoretic forces on the average daily dynamics of the fractional distribution of aerosol particles in the surface layer were assessed in conjunction with the analysis of reverse trajectories of transport of moisture-bearing air masses and taking into account the time intervals of snow accumulation at the Fonovaya observatory in the first half of winter 2022/23. A certain relationship was established between the increase in the number concentration of particles in the range of 0.3–2.0 μm and the effect of photophoretic forces in different phases of snow cover growth associated with the fall of stratigraphically significant snowfalls. It is postulated and proven that the cause of this phenomenon is the levitation of particles in the field of infrared radiation leaving the surface of the snow, caused by the action of “snow” photophoresis. Obviously, this circumstance should be taken into account when constructing transport models of vertical transport of aerosols in the lower troposphere. In addition, “snow” photophoresis during breaks between snowfalls and during anticyclonic weather conditions can be considered as one of the potentially significant mechanisms for increasing the concentration of pollutants on the snow surface and in the ground air.

Keywords: atmospheric aerosol, infrared radiation, levitation, “snow” photophoresis, aerosol fractionation

REFERENCES

- Beresnev S.A., Kochneva L.B., Suetin P.E., Zakharov V.I., Gribanov K.G. Photophoresis of atmospheric aerosols in the Earth's thermal radiation field. *Optika Atmosfery i Okeana*. Optics of the Atmosphere and Ocean. 2003, 16 (5–6): 470–477. [In Russian].
- Boren K., Huffman D. *Pogloshcheniye i rasseyaniye sveta malymi chastitsami*. Absorption and Scattering of Light by Small Particles. Moscow: Mir, 1986: 664 p. [In Russian].
- Gorchakov G.I., Koprov B.M., Shukurov K.A. Study of the removal of submicron aerosol from the underlying surface. *Optika Atmosfery i Okeana*. Optics of the Atmosphere and Ocean. 2000, 13 (2): 166–169 [In Russian].
- Zuev V.E., Kuzikovskiy A.V., Pogodaev V.A., Chistyakova L.K. Thermal effect of optical radiation on small water droplets. *Dokl. AN SSSR*. Reports of the USSR Academy of Sciences. 1972, 205 (5): 1069–1072 [In Russian].
- Kovalev F.D. *Ekspperimental'noye issledovaniye fotoforeza v gazakh*. Experimental study of photophoresis in gases. Abstract of the PhD thesis. Ekaterinburg: Ur. State University named after A.M. Gorky, 2003: 24 p. [In Russian].
- Kozhevnikov V.N. *Vozmushcheniya atmosfery pri obtekanii gor*. Atmospheric Disturbances During Flow Around Mountains. Moscow: Scientific World, 1999: 160 p. [In Russian].
- Kochneva L.B. *Mikrofizicheskiye opticheskiye kharakteristiki i fotoforez atmosferynykh aerorozley*. Microphysical optical characteristics and photophoresis of atmospheric aerosols. Abstract of the PhD thesis. Ekaterinburg: Ur. State University named after A.M. Gorky, 2007: 24 p. [In Russian].
- Kushnarenko A.V. *Razrabotka modeli i algoritmov raschota fotoforeticheskogo vzaimodeystviya aerorozol'nykh chastits i klasterov v razrezhennoy gazovoy srede na osnove metoda Monte-Karlo*. Development of a model and algorithms for calculating the photophoretic interaction of aerosol particles and clusters in a rarefied gas environment based on the Monte Carlo method. PhD thesis. Krasnoyarsk: Federal State Autonomous Educational Institution of Higher Education “Siberian Federal University”, 2019: 103 p. [In Russian].
- Markov M.G. *Teoreticheskoye issledovaniye vliyaniya termodyffuzioforeza i fotoforeza na evolyutsiyu atmosfernogo aerorozlya*. Theoretical study of the influence of thermal diffusion and photophoresis on the evolution of atmospheric aerosol. PhD thesis. Obninsk: Phys.-energy Institute, 1985: 179 p. [In Russian].
- Prishivalko A.P. *Opticheskiye i teplovyye polya vnutri svetorasseivayushchikh chastits*. Optical and thermal fields inside light-scattering particles. Minsk: Science and Technology, 1983: 190 p. [In Russian].
- Simonova G.V., Kalashnikova D.A., Markelova A.N., Bondarenko A.S., Davydкина A.E. Variations in the isotopic composition of oxygen and hydrogen in atmospheric precipitation in Tomsk (2016–2020). *Optika Atmosfery i Okeana*. Atmospheric and Oceanic Optics. 2023, 36 (7): 595–601. <https://ao.iao.ru/en/content/vol.36-2023/iss.07/9> [In Russian].
- Sokratov S.A., Troshkina E.S. Development of structural-stratigraphic studies of snow cover. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2009, 107: 103–9 [In Russian].
- Surdin V.G. Photometric paradox of Olbers. 2001. Retrieved from: URL: https://www.krugosvet.ru/enc/nauka_i_tekhnika/astrofiziya/FOTOMETRICHESKI_PARADOKS_OLBERSA.html (Last access: August 13, 2021) [In Russian].
- Tentyukov M.P., Belan B.D., Simonenkov D.V., Mikhailov V.I. Formation of secondary organic aerosols on the surface of needles and their entry into the

- winter forest canopy under the influence of radiometric photophoresis. *Optika Atmosfery i Okeana*. Optics of the Atmosphere and Ocean. 2022, 35 (5): 916–23. <https://doi.org/10.15372/AOO202205> [In Russian].
- Horvat L. *Kislotnyy dozhd'*. Acid rain. Transl. from Hungarian, Ed. Yu.N. Mikhailovsky. Moscow: Stroyizdat, 1990: 80 p. [In Russian].
- Fierz S., Armstrong R.L., Duran I., Etkhevi P., Green I., McClung D.M., Nishimura K., Satyavali P.K., Sokratov S.A. International classification for seasonally falling snow (a guide to the description of snow thickness and snow cover). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of glaciological studies. 2012, 2: 80 [In Russian].
- Yufa B.A., Gurvich Yu.M. Application of median and quartiles to assess normal and anomalous values of the geochemical field. *Geokhimiya*. Geochemistry. 1964, 8: 817–824 [In Russian].
- Yalamov Yu.I., Khasanov A.S. Photophoresis of large aerosol particles with heterogeneous thermal conductivity. *Zhurnal Tekhnicheskoy Fiziki*. Journ. of Technical Physics. 1998, 68 (4): 1–6 [In Russian].
- Berne B.J., Pecora R. *Dynamic Light Scattering*. John Wiley and Sons Ltd. 1976: 376 p. <https://doi.org/10.1002/bbpc.19770810123> (Last access: August 13, 2021).
- Brock J.R. On radiometer forces. *Journ. of Colloid and Interface Science*. 1967, 25 (4): 564–567.
- Chernyak V., Beresnev S. Photophoresis of aerosol particles. *Journ. Aerosol. Sci.* 1993, 24 (7): 857–866.
- Ehrenhaft F. Die Photophorese. *Annalen der Physik*. 1918, 361 (10): 81–132. <https://doi.org/10.1002/andp.19183611002> (Last access: August 13, 2021).
- Haywood J., Boucher O. Estimates of direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review. *Rev. Geophys.* 2000, 38 (4): 513–43.
- Preining O. Photophoresis. In: *Aerosol Science*. Ed. C.N. Davies. New York: Acad. Press, 1966: 111–135.
- Rohatschek H. Direction, magnitude and causes of photophoretic force. *Journ. Aerosol Sci.* 1985, 16 (1): 29–42.
- Rosen M.H., Orr C.J. The photophoretic force. *Journ. of Colloid Science*. 1964, 19 (1): 50–60.
- rp5.ru: official site. Retrieved from: URL: https://rp5.ru/Погода_в_Кожевниково,_Томская_область. (Last access: January 12, 2025).
- Shukurov K.A., Simonenkov D.V., Nevzorov A.V., Rashki A., Hamzeh N.H., Abdullaev S.F., Shukurova L.M., Chkhetiani O.C. CALIOP-Based Evaluation of Dust Emissions and Long-Range Transport of the Dust from the Aral–Caspian Arid Region by 3D-Source Potential Impact (3D-SPI) Method. *Remote Sens.* 2023, 15 (5): 2819. <https://doi.org/10.3390/rs15112819>
- Stössel F., Guala M., Fierz C., Manes C., Lehning M. Micrometeorological and morphological observations of surface hoar dynamics on a mountain snow cover. *Water Resour. Res.* 2010, 46 (4): W04511. <https://doi.org/10.1029/2009WR008198> (Last access: August 13, 2021).
- Thoré M. Le radiomètre d'absorption. *Les Mondes*. 1877, 42: 585–586.