

УДК 551.521.31(5-191.2)

**СЛОИ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ЧАСТИЦ АЭРОЗОЛЯ
И ПЕРЕНОС РАДИАЦИИ В АТМОСФЕРЕ РЕГИОНА.**

**Часть 2. ВЛИЯНИЕ СЛОЕВ НА ПЕРЕНОС РАДИАЦИИ И ИХ ВКЛАД В РЕГИОНАЛЬНЫЕ
КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ**

Б.Б. Чен, С.И. Попель, В.В. Адушкин, О.М. Стрижанцева, Ф. Голоуб, П.Г. Вайдлер

При наличии мелкомасштабных частиц вклад слоев может достигать 62 % при переносах через Юго-западный сектор В и 79 % – через сектор D (Северо-западное направление). При этом максимальный вклад наблюдается при юго-западной периферии антициклона (тип 9, перенос из Южной Азии через сектор В). И, наоборот, при переносах частиц через сектор D максимальный вклад слоев (до 79 %) может наблюдаться при южной периферии антициклона (тип 9б). Вклад слоев свободной тропосферы может быть намного значительней при процессах через сектор D (65.5 %), чем через сектор В (32.0 %). Медленнее всего происходит охлаждение слоя PBL при летней термической депрессии (тип 11), когда перенос воздушных масс происходит из тропических и умеренных широт через сектор В (-0.08 Kday⁻¹), а при типе 9 скорость охлаждения возрастает до -0.11 Kday⁻¹. В свободной тропосфере скорость нагрева слоев максимальна при типе 11 (2.04 Kday⁻¹) и минимальна при типе 9 (0.44 Kday⁻¹). При меридиональных северных направлениях воздушных масс (сектор D) скорость охлаждения слоя PBL минимальна при типе 9б и северо-западном вторжении (тип 5) и равна -0.05 Kday⁻¹, и максимальна при северном вторжении (тип 6) и равна -0.17 Kday⁻¹. Нагрев слоев в свободной тропосфере происходит с минимальной скоростью опять же при типе 5 (0.10 Kday⁻¹), а с максимальной - при типе 9б (0.58 Kday⁻¹).

Ключевые слова: слои; мелкомасштабные частицы; воздушная масса; пограничный слой; свободная тропосфера; тип циркуляционных процессов; фотометр; лидар; секторы переноса; аэрозольный радиационный форсинг.

**АЭРОЗОЛДУН МАЙДА БӨЛҮКЧӨЛӨРҮНҮН КАТМАРЛАРЫ ЖАНА АЙМАКТЫН
АТМОСФЕРАСЫНА РАДИАЦИЯНЫН ТАРАЛЫШЫ.**

**2-бөлүк. КАТМАРЛАРДЫН РАДИАЦИЯНЫН ТАРАЛЫШЫНА ТИЙГИЗГЕН ТААСИРИ
ЖАНА АЛАРДЫН АЙМАКТЫК КЛИМАТТЫК ӨЗӨРҮҮЛӨРГӨ КОШКОН САЛЫМЫ**

Аэрозолдун майда бөлүкчөлөрү бар болуп, Чыгыш-батыш В сектору аркылуу тараганда катмарлардын салымы 62%га жана D сектору (Түндүк-батыш багыты) аркылуу 79 % га жетиши мүмкүн. Мында максималдуу салым циклонго каршы агымдын чыгыш-батыш перифериясында байкалган (9-тип, Түштүк Азиядан В сектору аркылуу өтүү). Тескерисинче бөлүкчөлөр D сектору аркылуу өткөндө катмарлардын максималдуу салымы (79%га чейин) циклонго каршы агымдын түштүк перифериясында байкалат (9б тиби). Эркин тропосферанын катмарларынын салымы В сектору (32.0 %) аркылуу өткөнгө караганда D (65.5 %) сектору аркылуу процесстерде бир кыйла олуттуу. Жайкы ысык депрессия учурунда (11-тип) аба массасы В сектору (-0.08 Kday⁻¹), аркылуу тропикалык кеңдиктен мелүүн кеңдикке өткөндө PBL катмарынын муздашы баарынан жай жүрөт, ал эми 9-типте муздоо ылдамдыгы -0.11 Kday⁻¹га чейин жогорулайт. Эркин тропосферада катмарлардын жылуулук ылдамдыгы 11-типте (2.04 Kday⁻¹) эң жогорку чекте жана 9-типте (0.44 Kday⁻¹) эң төмөнкү чекте. Аба массасынын меридиондук түндүк багытында (D сектору) PBL катмарынын муздоо ылдамдыгы 9б тибинде жана түндүк-батыштан киргенде (5-тип) минималдуу -0.05 Kday⁻¹ ге барабар, түндүктөн киргенде (6-тип) максималдуу -0.17 Kday⁻¹ге барабар. Эркин тропосферада катмарлардын жылуу болушу кайра эле 5-типте (0.10 Kday⁻¹) эң төмөнкү ылдамдыкта, ал эми 9б тибинде (0.58 Kday⁻¹) жогорку ылдамдыкта жүрөт.

Түйүндүү сөздөр: катмарлар; майда бөлүкчөлөр; аба массасы; чек арадагы катмар; эркин тропосфера; циркуляциялык процесстердин түрү; фотометр; лидар; өтүү сектору; аэрозолдук радиациялык форсинг.

LAYERS OF SMALL-SCALE PARTICLES OF AEROSOL AND RADIATION TRANSFER
IN THE ATMOSPHERE OF THE REGION.

PART 2. THE INFLUENCE OF LAYERS ON RADIATION TRANSFER
AND THEIR CONTRIBUTION TO REGIONAL CLIMATE CHANGE

B. B. Chen, S. I. Popel, V. V. Adushkin, O. M. Strigantseva, Ph. Goloub, P. G. Weidler

In the presence of small-scale particles, the contribution of the layers can reach 62 % for transfers through the South-West Sector B and 79 % for the sector D (North-West direction). Wherein the maximum contribution is observed at the southwestern periphery of the anticyclone (type 9, transport from South Asia through sector B). Conversely, when carrying particles through sector D, the maximum contribution of the layers (up to 79 %) can be observed at the southern periphery of the anticyclone (type 9b). The contribution of free tropospheric layers can be much more significant in processes through sector D (65.5 %) than through sector B (32.0 %). The slowest is the cooling of the PBL layer during summer thermal depression (type 11), when the air mass transfer occurs from the tropical and temperate latitudes through sector B (-0.08 Kday⁻¹), and at type 9 the cooling rate increases to -0.11 Kday⁻¹. In the free troposphere, the heating rate of the layers is maximal at type 11 (2.04 Kday⁻¹) and minimal at type 9 (0.44 Kday⁻¹). At the meridional northward directions of air masses (sector D), the cooling rate of the PBL layer is minimal for type 9b and northwest intrusion (type 5) and is -0.05 Kday⁻¹, and is maximum for the northern invasion (type 6) and is equal to -0.17 Kday⁻¹. Heating of the layers in the free troposphere takes place with a minimum speed, again at type 5 (0.10 Kday⁻¹), and with a maximum speed at type 9b (0.58 Kday⁻¹).

Keywords: layers; small-scale particles; air mass; boundary layer; free troposphere; type of circulation processes; photometer; lidar; transfer sector; aerosol radiative forcing.

Введение. Первая часть статьи была посвящена выявлению связей между наличием слоев в атмосфере и источниками переноса мелкомасштабных частиц, видом воздушных масс и типом циркуляционных процессов на основе вертикальных аэрозольных профилей, полученных путем совместной обработки данных фотометра CIMEL и лидарного сигнала обратного рассеяния по годам и сезонам за период с 2015 по 2016 г. Было установлено, что в среднем в году большинство переносов воздушных масс, в которых наблюдаются слои с мелкомасштабными частицами, осуществляется через секторы С (западный перенос) при малоградиентном поле пониженного давления и западном вторжении, западном циклоне и D (северный, северо-западный перенос) при южной периферии антициклона.

Весной максимум слоев формируется при западных вторжениях и циклонах, приходящих через сектор С, предфронтальных положениях (сектор А – южный перенос), а также при юго-западной периферии антициклона, при которой воздушные массы переносятся в регион через сектор В (юго-западный перенос).

В зимнее время максимум повторяемости слоев наблюдается при юго-западной периферии антициклона, при которой слои в свободной тропосфере формируются за счет нисходящих движений воздуха в антициклоне, а пограничный слой – за счет мощных приземных инверсий в антициклональном поле. На втором месте по повторяемости формирования слоев стоит южная периферия

антициклона. При этом типе в средней тропосфере в слое 3,0–5,5 км наблюдается перенос мелкомасштабного аэрозоля преимущественно через сектор D. А при западном вторжении, западном циклоне в средней тропосфере наблюдается перенос мелкомасштабного аэрозоля через сектор С. В это время года при предфронтальном положении или теплом секторе циклона крупномасштабный аэрозоль поступает через сектор А.

В летнее время чаще всего слои формируются при наиболее повторяющемся летнем типе – малоградиентном поле пониженного давления (сектор С). Слои возникали и при юго-западной периферии антициклона и при западных вторжениях и западных циклонах (сектор С), а также и при малоградиентном поле повышенного давления, воздух при котором перемещался через сектор D.

В осенние периоды 2015–2016 гг., как и в зимние, чаще всего слои наблюдались при юго-западной периферии антициклона, западных вторжениях и западных циклонах и предфронтальных положениях. Слои также наблюдались и при очень редко встречающемся типе – широком выносе теплого воздуха, когда во всей тропосфере преобладают юго-западные потоки и через сектор В выносятся теплый тропический воздух с переднеазиатских пустынь, и редко при малоградиентном поле пониженного давления. Выявлено, что большинство слоев в рассматриваемые годы наблюдалось при антициклонических (СА), адвективном южном (АС) и адвективном западном (АВ) типах погоды.

При малоградиентных полях пониженного и повышенного давления характерен конвективный безразличный погодный тип с чередованием восходящих и нисходящих потоков малого масштаба. Вертикальная мощность ВМ при этом не превышает высоты PBL. Вынос аэрозольного загрязнения происходил из региональных источников – в основном из бассейна Аральского моря и из пустыни Такла-Макан. При таких процессах высотный теплый и малоподвижный высотный гребень повышенного давления в средних широтах длительное время препятствует зональному переносу, то есть создает меридиональное направление течений в тропосфере и отклоняет движение воздушных масс от зонального (западно-восточного) направления. Высотный гребень со временем распространяется на север, охватывая все большую территорию, включая весь Центральноазиатский регион. В это время в тропосфере происходит накопление загрязнения.

Установлено также, что основным типом погоды, при котором наблюдается только пограничный слой без приподнятых слоев, является антициклонический, а также нейтральный, адвективный южный и адвективный западный типы погоды.

В этой части статьи рассматривается влияние слоев, содержащих нано- и микромасштабные частицы аэрозоля в атмосфере, на перенос излучения и их вклад в региональные колебания климата.

1. Методы исследования, использованный материал

Методика восстановления микрофизических характеристик атмосферного аэрозоля вдоль трассы лидарного зондирования изложена в [1, 2]. В качестве исходных данных использовали три сигнала упругого обратного рассеяния и один на смещенной длине волны. Априорная информация представлена 24 аэрозольными спектрами и 76 различными величинами действительной n и мнимой части k комплексного показателя преломления $m = n - ik$. При восстановлении распределения частиц по размерам был задан интервал размеров ($0.05 \text{ мкм} \leq r_i \leq 3.0 \text{ мкм}$), который содержит наиболее оптически активную часть частиц. Была использована общая деполяризация D вместо деполяризации частиц D_a , так как последняя становится очень неустойчивой при низком содержании аэрозоля.

При наличии комбинационного рассеяния (КР) восстановление оптических характеристик ограничивалось, как правило, высотами 4–5 км при ночных лидарных измерениях. При дневных измерениях применялась, как правило, совместная обработка лидарных и фотометрических измерений.

При идентификации слоев аэрозоля были привлечены, кроме результатов наземных лидарных

многоволновых и поляризационных измерений, и данные спутниковых измерений, а также данные аэрозольных моделей NAAPS и обратного траекторного анализа по модели NOAA HYSPLIT.

При синоптическом сопровождении экспериментальных работ определяли типы процессов над регионом по синоптическим картам за каждые сутки по 4 срокам. Затем рассчитывали число дней, повторяемость синоптических процессов по секторам переноса воздушных масс (A, B, C, D) и повторяемость типов погоды за каждый месяц и сезон года. Рассчитывали также число случаев и повторяемость случаев с PBL и слоями в свободной тропосфере при различных типах синоптических процессов и при различных типах погоды [3].

Для расчета потоков солнечной радиации в используемом комплексе вычислительных программ были применены приближенные схемы учета эффектов рассеяния и поглощения в атмосфере. Один из методов основан на часто используемом в расчетах переноса излучения δ -приближении Эддингтона. Другой использует так называемое транспортное приближение, в котором при соответствующей аппроксимации индикатрисы рассеяния уравнение переноса излучения содержит только две спектральные характеристики среды – коэффициент поглощения и транспортный коэффициент рассеяния, учитывающий асимметрию рассеяния.

Аэрозольную оптическую толщину вычисляли на основе совместной обработки лидарных и фотометрических измерений и с использованием метода, основанного на определении эффективного лидарного отношения, которое приводит к нулевому коэффициенту обратного рассеяния выше и ниже аэрозольного слоя [4].

Для расчета среднесуточных значений прямого аэрозольного коротковолнового радиационного воздействия на поверхности земли (SFC) и на верхней границе атмосферы (TOA) была использована методика, изложенная в работе [5].

Для определения радиационных эффектов аэрозольных слоев, в том числе скоростей нагрева (охлаждения) слоев, использовали выражения, полученные при выполнении проекта МНТЦ #KR-2105, аналогичные формулам, приведенным в [6] для дымовых случаев.

Для исследования оптических свойств аэрозоля в вертикальном столбе атмосферы использовали данные солнечного фотометра CIMEL сети AERONET.

Анализ временной изменчивости аэрозольной оптической толщины на длине волны $\lambda = 532 \text{ нм}$ (AOD_{532}) проводили отдельно для пограничного слоя (0.8–4.0 км) и свободной тропосферы (4.0–12.0 км).

Таблица 1 – Результаты расчетов среднегодовых и средних за сезоны (\pm СКО) значений ARF_SFCL, ARF_TOAL и ARF_ATML (Вт/м^2) для PBL и FT и эффективности форсинга ARFEL (Вт/м^2). 2015–2016 гг.

	ΔH , км	ARFE_TOAL	ARFE_SFCL	ARF_TOAL	ARF_SFCL	ARF_ATML
2015 год						
ДЯФ	0.8–4.0	65.5 \pm 27.7	–146.0 \pm 31.0	3.2 \pm 2.1	–7.3 \pm 3.4	10.5 \pm 5.4
	4.0–12.0			9.3 \pm 12.4	–21.3 \pm 25.5	30.6 \pm 37.7
МAM	0.8–4.0	55.1 \pm 53.8	–122.2 \pm 28.5	4.3 \pm 5.5	–10.6 \pm 5.6	14.9 \pm 9.2
	4.0–12.0			7.2 \pm 14.8	–15.2 \pm 19.8	21.4 \pm 33.1
ИИА	0.8–4.0	–46.8 \pm 48.4	–117.4 \pm 15.8	–3.7 \pm 6.3	–11.2 \pm 6.6	7.5 \pm 9.3
	4.0–12.0			–6.3 \pm 15.0	–12.9 \pm 17.4	5.5 \pm 8.0
СОН	0.8–4.0	–64.0 \pm 14.3	–102.4 \pm 18.5	–8.8 \pm 13.0	–14.4 \pm 22.8	5.6 \pm 10.0
	4.0–12.0			–9.7 \pm 11.2	–15.7 \pm 18.5	6.0 \pm 10.1
Среднее	0.8–4.0	2.5 \pm 67.3	–122.0 \pm 18.1	–1.2 \pm 6.2	–10.9 \pm 2.9	9.6 \pm 4.0
	4.0–12.0			0.2 \pm 9.5	–16.3 \pm 3.6	15.9 \pm 12.3
2016 год						
ДЯФ	0.8–4.0	32.6 \pm 49.8	–124.5 \pm 30.9	1.8 \pm 1.7	–5.6 \pm 2.8	6.6 \pm 4.5
	4.0–12.0			–2.9 \pm 16.5	–42.7 \pm 69.1	39.8 \pm 62.1
МAM	0.8–4.0	-	-	-	-	-
	4.0–12.0			-	-	-
ИИА	0.8–4.0	–50.8 \pm 23.1	–103.0 \pm 27.4	–11.8 \pm 15.6	–23.4 \pm 27.9	11.6 \pm 13.4
	4.0–12.0			–3.3 \pm 2.9	–6.9 \pm 6.3	3.6 \pm 3.9
СОН	0.8–4.0	–37.9 \pm 55.0	–159.8 \pm 31.8	–5.1 \pm 11.6	–17.9 \pm 21.9	12.8 \pm 12.1
	4.0–12.0			–6.8 \pm 11.4	–25.9 \pm 39.7	19.0 \pm 32.6
Среднее	0.8–4.0	–18.7 \pm 44.9	–129.1 \pm 28.7	–5.0 \pm 6.8	–15.6 \pm 9.1	10.3 \pm 3.3
	4.0–12.0			–4.3 \pm 2.2	–25.2 \pm 17.9	20.8 \pm 18.2

2. Радиационные эффекты аэрозольных слоев

Результаты расчетов для каждого сезона средних величин аэрозольного радиационного форсинга в 2015–2016 гг. представлены в таблице 1. Введем следующие обозначения. Для слоев (PBL и в FT) дополнительно введем индекс «L». Так, ARF_SFCL обозначает радиационный форсинг нижней поверхности слоя, ARF_TOAL – верхней границы слоя, ARF_ATML – самого слоя. Здесь же в таблице приведены эффективности форсинга верхней границы слоя ARFE_TOAL и нижней поверхности слоя ARFE_SFCL.

На нижней поверхности слоев в течение рассматриваемого периода наблюдался отрицательный радиационный форсинг, который в среднем характеризовался умеренными значениями ($-5.6 < ARF_SFCL < -17.9 \text{ Вт/м}^2$) в пограничном слое и существенно более широким диапазоном изменения ($-6.9 < ARF_SFCL < -42.7 \text{ Вт/м}^2$) в свободной тропосфере. Максимальные значения ARF_SFCL наблюдались в декабре 2015 – феврале 2016 г. ($-42.7 \pm 69.1 \text{ Вт/м}^2$). Ослабление солнечной

радиации, достигающей поверхности, определялось уровнями аэрозольной нагрузки и оценивалось в среднем $-13.3 \pm 3.3 \text{ Вт/м}^2$ и $-20.8 \pm 6.3 \text{ Вт/м}^2$ в PBL (0.8–4.0 км) и FT (4.0–12.0 км), соответственно.

На протяжении всего первого полугодия наблюдались положительные значения радиационного форсинга на TOAL, средние сезонные значения которых изменялись от 1.8 до 4.3 Вт/м^2 в пограничном слое и от 6.2 до 9.3 Вт/м^2 – в свободной тропосфере. То есть происходило поглощение падающей радиации слоями как в PBL, так и в FT. Отрицательные значения ARF_TOAL, то есть выхолаживание слоя (рассеяние обратно в окружающую атмосферу падающей радиации), приходились на конец лета и осенние месяцы и не превышали -12.0 Вт/м^2 . Наряду с влиянием антропогенного загрязнения, главным образом сильно поглощающих частиц, эти различия в значительной степени были вызваны видимо сезонными вариациями альbedo подстилающей поверхности.

Поглощение солнечной радиации самими слоями (ARF_ATML) также увеличивалось с ростом оптической толщины. В среднем в году существенного

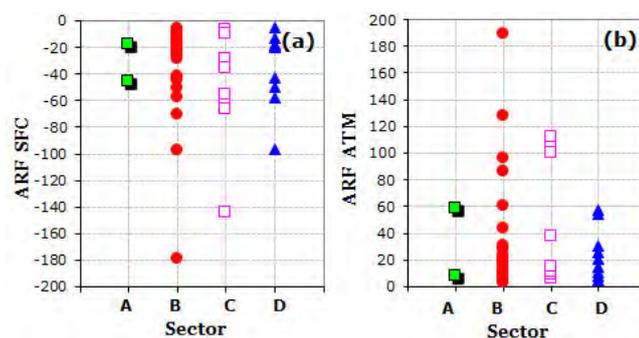


Рисунок 2 – Среднесуточные значения радиационного форсинга на поверхности слоев ARF_SFCL (a) и в слоях ARF_ATML (b) в зависимости от направления переноса. 2015–2016 гг.

изменения поглощенной аэрозолями радиации в пограничном слое не наблюдалось, а увеличение в свободной тропосфере составило в 2016 г. ~25 %, что можно связать с возрастанием числа измерений, выполненных в присутствии оптически плотных аэрозольных слоев. Средние значения ARF_ATML были положительными, что предполагает нагревание слоя, но по абсолютной величине (~10–20 Вт/м²) степень аэрозольного воздействия может рассматриваться, как незначительная и примерно соответствует результатам других региональных исследований, например, работы [7, 8].

Радиационные эффекты слоев в свободной тропосфере, оптическая толщина которых превышала 0.100 ($AOD > 0.100$), были более выражены. Это влияние было обусловлено, как правило, присутствием микромасштабного крупнодисперсного пылевого аэрозоля ($A_{532/1064} < 0.50$). Распределение среднесуточных значений радиационного форсинга на поверхности слоя (SFCL) и в самом слое (ATML) в зависимости от направления переноса воздушных масс в 2015–2016 гг. показывает преобладающее влияние переноса аэрозоля через Юго-западный (сектор B) и Западный (сектор C) сектора (рисунок 2).

Результаты расчетов средних для каждого сезона величин аэрозольного радиационного форсинга слоев в свободной тропосфере в 2015–2016 гг. представлены в таблице 2.

Видно, что наиболее существенные изменения радиационных характеристик аэрозоля на поверхности слоя ARF_SFCL и в толще слоя ARF_ATML наблюдались в декабре 2015 – феврале 2016 г. (-94.0 ± 86.1 и 85.9 ± 92.7 Вт/м²), когда измеренные значения AOD_{532} аэрозольных слоев были максимальными и варьировали в пределах 0.100–1.700. Минимальные значения составляющих форсинга наблюдались в июне–августе 2016 г. (-19.5 ± 2.7 и 11.0 ± 4.8 Вт/м²).

Наибольший аэрозольный радиационный форсинг в слое был обусловлен присутствием микромасштабного крупнодисперсного пылевого аэрозоля, смешанного с обладающими сильным поглощением антропогенными частицами (с низким значением альбедо однократного рассеяния $SSA < 0.850$) и в 1.5–2.0 раза превышал радиационное воздействие слоев минеральной пыли, что соответствует данным, приведенным в [9]. Определяющим в этом случае является изменение оптических и микрофизических характеристик аэрозольных слоев. Эффекты влияния альбедо подстилающей поверхности при этом были менее значительными вследствие доминирующего влияния аэрозольных слоев на радиационные процессы.

В целом аэрозольное радиационное воздействие аэрозольных слоев в свободной тропосфере можно оценить значениями ARF_SFCL и ARF_ATML , примерно в 2.0–2.5 раза превышающими соответствующие средние за сезон уровни, рассчитанные для всех проведенных лидарных измерений (таблица 1).

Поглощение солнечного излучения в свободной тропосфере при этом примерно в 3.0–7.0 раз выше результатов, полученных для пограничного слоя. Аналогичные соотношения аэрозольного радиационного форсинга выполняются и для среднегодовых данных.

3. Оценка вклада слоев в изменчивость климата атмосферы и подстилающей поверхности

В первой части статьи было установлено, что, как в 2015, так и в 2016 гг., максимум повторяемости имеет юго-западная периферия антициклона (тип 9), при которой слой в свободной тропосфере формируются за счет нисходящих движений воздуха в антициклоне, а PBL – за счет мощных приземных инверсий в антициклональном поле. Перенос осуществляется через сектор В.

Таблица 2 – Среднегодовые и средние за сезоны (\pm СКО) значения нижней (h_1) и верхней (h_2) границ, оптической толщи (AOD₆₇₅) и радиационного форсинга (Вт/м²) аэрозольных слоев (AOD > 0.100) в свободной тропосфере

Месяцы	h_1 , km	h_2 , km	AOD ₆₇₅	ARF_TOAL	ARF_SFCL	ARF_ATML
2015 год						
ДЯФ	7.0 \pm 1.0	8.6 \pm 0.9	0.319 \pm 0.152	20.6 \pm 14.9	-47.0 \pm 26.6	67.6 \pm 40.9
МАМ	7.5 \pm 1.8	9.7 \pm 2.1	0.292 \pm 0.238	11.8 \pm 22.4	-30.6 \pm 22.8	42.4 \pm 43.7
ИИА	6.6 \pm 1.4	8.7 \pm 0.7	0.341 \pm 0.172	21.7 \pm 24.3	-36.6 \pm 16.1	14.9 \pm 10.7
СОН	7.7 \pm 1.3	10.6 \pm 0.5	0.303 \pm 0.153	-18.8 \pm 10.8	-30.5 \pm 18.3	11.7 \pm 13.0
Среднее	7.2 \pm 0.5	9.4 \pm 0.9	0.314 \pm 0.021	10.6 \pm 15.6	-36.2 \pm 7.8	34.2 \pm 26.2
2016 год						
ДЯФ	5.4 \pm 2.3	8.2 \pm 0.5	0.868 \pm 0.832	-8.1 \pm 27.3	-94.0 \pm 86.1	85.9 \pm 92.7
МАМ	6.4 \pm 2.1	9.7 \pm 1.1	0.366 \pm 0.231	-	-	-
ИИА	4.3 \pm 1.1	5.8 \pm 1.8	0.187 \pm 0.071	-8.5 \pm 2.1	-19.5 \pm 2.7	11.0 \pm 4.8
СОН	6.0 \pm 1.3	7.7 \pm 1.8	0.312 \pm 0.246	-15.3 \pm 14.0	-55.8 \pm 49.3	40.5 \pm 43.8
Среднее	5.5 \pm 0.9	7.9 \pm 1.6	0.433 \pm 0.299	-10.6 \pm 4.0	-56.4 \pm 37.3	45.8 \pm 37.7

Таблица 3 – Оценка относительного вклада слоев (в %) в аэрозольный радиационный форсинг единичного столба атмосферы при наиболее часто повторяющихся типах циркуляции и погоды

Сектор	В		D	
	9 – CA (антициклонический), 11 – адвективный, AS (южный, юго-западный адвективный)		9б – М (смешанный), 5, 6 – адвективный, AN (северный адвективный)	
Тип процесса (тип погоды)				
	Вклад (диапазон), %	Вклад (диапазон), %	Вклад (диапазон), %	Вклад (диапазон), %
Слои	PBL&FT	FT	PBL&FT	FT
	6–62	4–32	1.6–78.6	1.03–65.5

На втором месте по повторяемости в 2015 г. стоит южная периферия антициклона (тип 9б). При этом типе в средней тропосфере 3,0–5,5 км наблюдается перенос мелкомасштабного аэрозоля преимущественно через сектор D.

В 2016 г. на втором месте по повторяемости стоят западное вторжение, западный циклон (типы 10 и 14). При этом типе в средней тропосфере наблюдается перенос мелкомасштабного аэрозоля через сектор С.

На третьем месте стоят типы 13,13а – 11,6 %, при которых крупномасштабный аэрозоль поступает через сектор А.

По типам погоды с PBL и слоями по сезонам большинство слоев отмечено при антициклонических типах (CA, тип 9) – 27,5 и 27,8 %, адвективном южном (AS, типы 13 и 13а) – 19,2 и 18,9 %, адвективном западном (AW, типы 10 и 14) – 17,5 и 19,2 %, соответственно в 2015 и 2016 годах. В сумме повторяемость этих типов погоды составляет в 2015 г. 64,2 %, в 2016 г. – 65,9 %. А в целом, например, в 2015 г. повторяемость погоды адвективного типа (А) была наибольшей и составила 46,8 %, на втором месте по повторяемости

находятся конвективные типы (С) погоды, повторяемость которых в сумме составила 35,1 %; на смешанный тип (М) погоды приходится 18,1 % (см. 1.3).

В таблице 3 приведены рассчитанные оценки вклада ARF PBL и слоев в свободной средней тропосфере в ARF атмосферы и подстилающей поверхности единичного столба атмосферы при наиболее часто повторяющихся типах циркуляции, секторе переноса и типах погоды.

Видно, что вклад слоев неоднозначен при переносах через разные секторы. Тем не менее, можно отметить преобладающую роль слоев в процессе переноса радиации через атмосферу при наличии мелкомасштабных частиц. Как видно из данных таблицы 3, вклад слоев может достигать 62 % при переносах через сектор В и 79 % – через сектор D. При этом максимальный вклад можно наблюдать при установлении над регионом юго-западной периферии антициклона (тип 9, перенос через сектор В), когда на верхних границах пограничного слоя и слоев в свободной тропосфере происходит поглощение падающей радиации частицами, обладающими сильными поглощающими

Таблица 4 – Оценка скоростей нагрева (охлаждения) PBL и слоев FT

Сектор	В		D	
Типы процесса (тип погоды)	9 – CA (антициклонический), 11 – адвективный, AS южный, юго-западный адвективный)		9б – М (смешанный), 5, 6 – адвективный, AN (северный адвективный)	
Скорость нагревания (охлаждения) слоев	Kday-1	Kday-1	Kday-1	Kday-1
	PBL	FT	PBL	FT
Диапазон скоростей	-0.08 – -0.11	0.44–2.04	-0.05 – -0.17	0.10–0.58

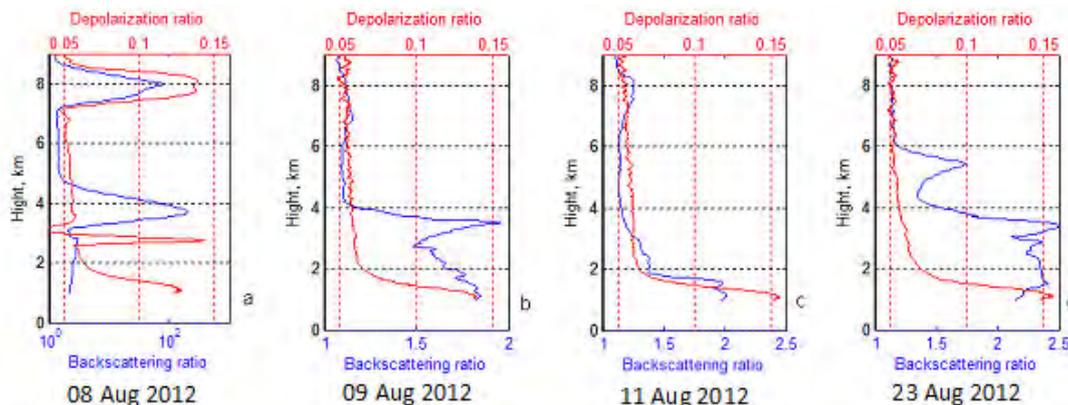


Рисунок 3 – Вертикальные распределения аэрозоля и отношения деполяризации в отдельные дни августа 2012 г.

свойствами, и наблюдается, таким образом, нагревание этих слоев. И, наоборот, при переносах мелкомасштабных частиц через сектор D максимальный вклад слоев (до 79 %) может наблюдаться при южной периферии антициклона (тип 9б). При этом процессе вертикальная мощность воздушных масс может достигать 5–7 и более км. В слое до 3 км наблюдается антициклоническая циркуляция с опусканием воздуха, выше 3 км наблюдаются восходящие циклонические движения. При этом на верхних границах PBL и слоев в тропосфере наблюдается рассеяние падающего излучения за счет превалирования соответствующих рассеивающих частиц в этих слоях. Заметим, что данные экспериментов показывают на превалирование микромасштабных крупнодисперсных частиц в слоях тропосферы и смеси субмикронных наномасштабных частиц в PBL при типе 9 и, наоборот, при типе 9б. Вклад слоев свободной тропосферы может быть намного значительней при процессах через сектор D (65.5 %), чем через сектор В (32 %).

В таблице 4 приведены численные оценки скоростей нагрева (охлаждения) слоев при наличии мелкомасштабных частиц.

Медленнее всего происходит охлаждение слоя PBL при летней термической депрессии (тип 11), когда перенос воздушных масс происходит из тропических и умеренных широт с юго-запада и запад

через сектор В (-0.08 Kday⁻¹). При юго-западной периферии антициклона (тип 9) скорость охлаждения возрастает (-0.11 Kday⁻¹). Нагревание слоев свободной тропосферы происходит быстрее. Так, при типе 11 скорость нагрева составляет минимальной величины (0.44 Kday⁻¹), а максимальной величины – при типе 9 (2.04 Kday⁻¹).

При меридиональных северных направлениях воздушных масс, когда перенос происходит через сектор D с севера и северо-запада, скорость охлаждения слоя PBL минимальна при южной периферии антициклона (тип 9б) и северо-западном вторжении (тип 5) и равна -0.05 Kday⁻¹, а максимума скорость охлаждения достигается при северном вторжении (тип 6) и равна -0.17 Kday⁻¹. Нагрев слоев в свободной тропосфере происходит с минимальной скоростью опять же при типе 5 (0.10 Kday⁻¹), а с максимальной – при типе 9б (0.58 Kday⁻¹).

И, наконец, рассмотрим в качестве примера один из самых распространенных летних типов циркуляционного процесса, при котором перенос происходит через сектор С. Это малоградиентное поле пониженного давления (тип 12а), процесс, который вносит максимальный вклад в повторяемость процессов, при которых перенос происходит через западный сектор С. При этом выше было показано, что через этот сектор перенос воздушных

масс достигает максимальных значений именно летом. Но, как показывает статистика, например, в июне–июле 2012 г. при типе 12а более чем в 81 % дней отмечены смешанные выносы пылевых частиц с антропогенными сажевыми частицами ($SSA = 0.88–0.89$) и в более чем в 54 % – в августе ($SSA = 0.82–0.89$).

На рисунке 3 приведены вертикальные аэрозольные профили совместно с распределением отношения деполяризации в отдельные дни августа 2012 г.

С 4 по 13 августа 2012 г. над регионом располагалось малоградиентное поле пониженного давления. 8 августа нижний слой PBL образовался в результате выноса примеси пылевых и сажевых частиц ($AOD = 0.09$, $SSA = 0.87$, сочетание больших и малых отношений деполяризации, комплексный показатель преломления $n = 1.60 - 0.04i$) с бассейна Аральского моря. ARF этого слоя равен $+5.6 \text{ Вт/м}^2$, то есть происходило нагревание пограничного слоя атмосферы. Второй слой в свободной тропосфере содержал в основном континентальный сухой аэрозоль, и связан с переносом сильно поглощающих сажевых частиц из Европы и Европейской части России ($AOD = 0.25$, $SSA = 0.88$, большие величины деполяризации отношения, комплексный показатель преломления $n = 1.41 - 0.001i$). ARF этого слоя равен $+19.8 \text{ Вт/м}^2$, что составляет 60 % ARF всей атмосферы и существенно превышает эффект аэрозоля пограничного слоя, несмотря на меньшую толщину слоя загрязнения. При наличии этих слоев с подстилающей поверхности происходил отток тепла, равный $32,2 \text{ Вт/м}^2$ ($ARF_{SFC} = -32,2 \text{ Вт/м}^2$), то есть охлаждение поверхности. В целом в эти два слоя в атмосфере осуществлялся приток тепла, равный $5,6+19,8 = 25,4 \text{ Вт/м}^2$, тогда как для всей атмосферы он равнялся $+33,0 \text{ Вт/м}^2$. При этом поглощение солнечной радиации атмосферой увеличивается с ростом AOD и с уменьшением SSA. В случае с наличием двух слоев 8 августа скорость аэрозольного нагревания атмосферы слоя толщиной 0.6 км в свободной тропосфере равна $\Delta T = 0.33 \text{ Kday}^{-1}$. В пограничном слое толщиной 3.1 км скорость нагрева составляет 0.22 Kday^{-1} .

9 и 11 августа в слоях также наблюдалась примесь сажи. 9 августа толщина слоя составляла 3.2 км с верхней границей на высоте 4 км ($AOD = 0.09$, $SSA = 0.86$). ARF слоя равен $+5.6 \text{ Вт/м}^2$, что составляет 70 % ARF всей атмосферы ($+8.0 \text{ Вт/м}^2$), скорость нагрева слоя 0.06 Kday^{-1} . 11 августа слой толщиной 2.2 км, состоящий преимущественно из сильно поглощающих сажевых частиц ($AOD = 0.06$, $SSA = 0.82$), достигал высоты 3 км. ARF слоя равен $+4.3 \text{ Вт/м}^2$, что составляет 34 % ARF всей

атмосферы. Нагрев слоя происходил со скоростью 0.07 Kday^{-1} .

После слабого западного вторжения (тип 10) вновь установилось малоградиентное поле пониженного давления. 23 августа был четвертым днем этого процесса перед опять же слабым западным вторжением 24 августа. 23 августа (рисунок 3) отмечен протяженный слой пылевых частиц на высоте от 0.8 до 6.0 км ($AOD = 0.14$, $SSA = 0.90$). ARF слоя равен $+7.3 \text{ Вт/м}^2$ (83 % ARF всей атмосферы). Скорость нагрева слоя 0.05 Kday^{-1} .

Заключение. Выполнены экспериментальные исследования высотно-временного распределения спектральных оптических параметров тропосферного аэрозоля, основанные на результатах регулярных лидарных измерений, обеспечивающих наиболее полную и качественную информацию о вертикальном распределении оптических и микрофизических свойств аэрозоля, идентификацию аэрозольных слоев, определение основных направлений переноса загрязнения на территорию Центральной Азии из различных источников и оценок воздействия нано- и микромасштабных частиц аэрозоля на климатическую изменчивость.

Выявлено, что на нижней поверхности слоев ($SFCL$) в течение рассматриваемого периода наблюдался отрицательный радиационный форсинг, который в среднем характеризовался умеренными значениями ($-5.6 < ARF_{SFCL} < -17.9 \text{ Вт/м}^2$) в пограничном слое и существенно более широким диапазоном изменения ($-6.9 < ARF_{SFCL} < -42.7 \text{ Вт/м}^2$) в свободной тропосфере. На верхней границе слоя ($TOAL$) на протяжении всего первого полугодия наблюдались положительные значения радиационного форсинга, средние сезонные значения которых изменялись от 1.8 до 4.3 Вт/м^2 в пограничном слое и от 6.2 до 9.3 Вт/м^2 в свободной тропосфере. То есть происходило поглощение падающей радиации слоями как в PBL, так и в FT. Отрицательные значения ARF_{TOAL} , то есть выхолаживание слоя (рассеяние обратно в окружающую атмосферу падающей радиации), приходились на конец лета и осенние месяцы и не превышали -12.0 Вт/м^2 . Наряду с влиянием антропогенного загрязнения, главным образом сильно поглощающих частиц, эти различия в значительной степени были вызваны видимо сезонными вариациями альbedo подстилающей поверхности.

Радиационные эффекты слоев в свободной тропосфере, оптическая толщина которых превышала 0.100 ($AOD > 0.100$), были более выражены. Это влияние было обусловлено, как правило, присутствием микромасштабного крупнодисперсного пылевого аэрозоля ($A_{532/1064} < 0.50$). Распределение среднесуточных значений радиационного

форсинга на поверхности слоя (*SFCL*) и в самом слое (*ATML*) в зависимости от направления переноса воздушных масс в 2015–2016 гг. показывает преобладающее влияние переноса аэрозоля через Юго-западный (сектор *B*) и Западный (сектор *C*) секторы. Это хорошо коррелирует с тем, что перенос мелкомасштабных частиц аэрозоля в виде сульфатов происходит через сектор *D* из стран Евросоюза и черного углерода в основном из Южной Азии (сектор *B*), за которой следуют страны Евросоюза [10].

Наиболее существенные изменения радиационных характеристик аэрозоля на поверхности слоя *ARF_SFCL* и в толще слоя *ARF_ATML* наблюдались в декабре 2015 – феврале 2016 г. (-94.0 ± 86.1 и 85.9 ± 92.7 Вт/м²), когда измеренные значения AOD_{532} аэрозольных слоев были максимальными и варьировали в пределах 0.100–1.700. Минимальные значения составляющих форсинга наблюдались в июне–августе 2016 г. (-19.5 ± 2.7 и 11.0 ± 4.8 Вт/м²).

Наибольший аэрозольный радиационный форсинг в слое был обусловлен присутствием микромасштабного крупнодисперсного пылевого аэрозоля, смешанного с обладающими сильным поглощением антропогенными частицами (с низким значением альbedo однократного рассеяния $SSA < 0.850$) и в 1.5–2.0 раза превышал радиационное воздействие слоев минеральной пыли.

Приведенные экспериментальные и расчетные данные показывают, насколько наличие слоев в атмосфере может существенно изменять потоки радиации в самой атмосфере и на подстилающей поверхности, то есть тем самым влиять на климат атмосферы и подстилающей поверхности. Так, наибольший радиационный форсинг наблюдается при региональном выносе пылевых частиц с пустыни Такла-Макан, где основная часть воздействия приходится непосредственно на сами слои, формируя нагрев атмосферы в пределах этого слоя и охлаждение на подстилающей поверхности. При этом на слой пылевых частиц приходится 84 % общего форсинга, как всего столба атмосферы, так и верхней границы, и подстилающей поверхности. При дальнем переносе пылевых частиц аэрозоля в теплое полугодие вклад слоя в *ARF* всего столба атмосферы составляет порядка 63 %.

В холодный период при дальнем и трансграничном переносах смешанных частиц аэрозоля вклад слоев в *ARF* может достигать 64 % радиационного форсинга всей атмосферы и 70 % *ARF* верхней границы. При региональном переносе антропогенного загрязнения с Ферганской долины отмечается наименьший вклад слоев в радиационный форсинг (всего 12 %), содержащих частицы

с большой величиной альbedo однократного рассеяния (0,99) и малой *AOD* (0.03).

Вклад слоев может достигать 62 % при переносах через сектор *B* и 79 % – через сектор *D*. При этом максимальный вклад наблюдался при установлении над регионом юго-западной периферии антициклона (тип 9, перенос через сектор *B*), когда на верхних границах пограничного слоя и слоев в свободной тропосфере происходит поглощение падающей радиации частицами, обладающими сильными поглощающими свойствами, и наблюдается, таким образом, нагревание этих слоев. И, наоборот, при переносах мелкомасштабных частиц через сектор *D* максимальный вклад слоев (до 79 %) может наблюдаться при южной периферии антициклона (тип 9б). При этом процессе вертикальная мощность воздушных масс может достигать 5–7 км и более. В слое до 3 км наблюдается антициклоническая циркуляция с опусканием воздуха, выше 3 км наблюдаются восходящие циклонические движения. При этом на верхних границах *PBL* и слоев в тропосфере наблюдается рассеяние падающего излучения за счет превалирования соответствующих рассеивающих частиц в этих слоях. Заметим, что данные экспериментов показывают на превалирование микромасштабных крупнодисперсных частиц в слоях тропосферы и смеси субмикронных наномасштабных частиц в *PBL* при типе 9 и, наоборот, при типе 9б. Вклад слоев свободной тропосферы может быть намного значительней при процессах через сектор *D* (65.5 %), чем через сектор *B* (32 %).

Проведенные численные оценки скоростей нагрева (охлаждения) слоев при наличии мелкомасштабных частиц показали, что медленнее всего происходит охлаждение слоя *PBL* при летней термической депрессии (тип 11), когда перенос воздушных масс происходит из тропических и умеренных широт с юго-запада и запад через сектор *B* (-0.08 Kday⁻¹). При юго-западной периферии антициклона (тип 9) скорость охлаждения возрастает (-0.11 Kday⁻¹). Нагревание слоев в свободной тропосфере происходит быстрее. Так, при летней термической депрессии (тип 11) скорость нагрева составляет минимальной величины (0.44 Kday⁻¹), а максимальной величины – при типе 9 (2.04 Kday⁻¹).

При меридиональных направлениях воздушных масс с севера и северо-запада (сектор *D*) скорость охлаждения слоя *PBL* минимальна при южной периферии антициклона (тип 9б) и северо-западном вторжении (тип 5) и равна -0.05 Kday⁻¹, а максимума скорость охлаждения достигается при северном вторжении (тип 6) и равна -0.17 Kday⁻¹. Нагрев слоев в свободной тропосфере происходит

с минимальной скоростью опять же при типе 5 (0.10 Kday^{-1}), а с максимальной – при типе 9б (0.58 Kday^{-1}).

Таким образом, наличие слоев в атмосфере может привести к ее дополнительному нагреву, вследствие чего увеличивается иссушение подстилающей поверхности и, тем самым, возрастает тенденция к увеличению засушливых дней в регионе, что и наблюдается в последние годы.

Полученные впервые для Центральноазиатского региона количественные оценки взаимодействия между мелкомасштабными аэрозольными частицами и радиацией будут способствовать пониманию влияния таких частиц на климатическую изменчивость.

Статья написана по материалам экспериментальных работ, выполненных по проекту #KR-2105 Международного научно-технического центра (декабрь 2015 – февраль 2018 гг.). Авторы благодарны поддержке в рамках исследовательской темы «Вселенная» ИКИ РАН и выражают большую признательность всем исполнителям указанного проекта.

Литература

1. Чен Б.Б. Оптические свойства аэрозолей Центрального Тянь-Шаня по данным лазерного зондирования / Б.Б. Чен, Л.Г. Свердлик. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2006. 274 с.
2. Коршунов В.А. О многоволновом лидарном зондировании тропосферного аэрозоля с использованием сигналов комбинационного рассеяния / В.А. Коршунов // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т. 19. № 5. С. 422–426
3. Чен Б.Б. Слои мелкомасштабных частиц аэрозоля и перенос радиации в атмосфере региона. Ч. 1. Циркуляционные условия наличия слоев / Б.Б. Чен, С.И. Попель, В.В. Адушкин, О.М. Стрижанцева, Ф. Голоуб, П.Г. Вайдлер // Вестник КРСУ. Настоящий выпуск.
4. Giannakaki E. Optical and geometrical characteristics of cirrus clouds over a Southern European lidar station, Atmos / E. Giannakaki, D.S. Balis, V. Amiridis, S. Kazadzis // Chem. Phys. 2007. № 7. P. 5519–5530.
5. Nakajima T. Overview of the Atmospheric Brown Cloud East Asian Regional Experiment 2005 and a study of the aerosol direct radiative forcing in east Asia / T. Nakajima, S.-C. Yoon, V. Ramanathan, G.-Y. Shi, T. Takemura, A. Higurashi, T. Takamura, K. Aoki, B.-J. Sohn, S.-W. Kim, H. Tsuruta, N. Sugimoto, A. Shimizu, H. Tanimoto, Y. Sawa, N.-H. Lin, C.-T. Lee, D. Goto, N. Schutgens // J. Geophys. Res. 2007. V. 112.
6. Gorchakov G.I. Satellite and ground-based monitoring of smoke in the atmosphere during the summer wildfires in European Russia in 2010 and Siberia in 2012 / G.I. Gorchakov, S.A. Sitnov, M.A. Sviridenkov, E.G. Semoutnikova, A.S. Emilenko, A.A. Isakov, V.M. Kopeikin, A.V. Karpov, I.A. Gorchakova, K.S. Verichev, G.A. Kurbatov & T.Ya Ponomareva // International Journal of Remote Sensing, 35:15, 5698–5721. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2014.945008>
7. Ge J.M. Dust aerosol optical properties retrieval and radiative forcing over northwestern China during the 2008 China-U.S. joint field experiment / J.M. Ge, J. Su, T.P. Ackerman, Q. Fu, J.P. Huang, J.S. Shi // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. D00K12.
8. Hofer J. Long-term profiling of mineral dust and pollution aerosol with multiwavelength polarization Raman lidar at the Central Asian site of Dushanbe, Tajikistan: case studies / J. Hofer, D. Althausen, S.F. Abdullaev, A.N. Makhmudov, B.I. Nazarov, G. Schettler, R. Engelmann, H. Baars, K. Wadinga Fomba, K. Müller, B. Heinold, K. Kandler, A. Ansmann // Atmos. Chem. Phys. 2017. № 17. P. 14559–14577.
9. Адушкин В.В. Радиационный форсинг аэрозолей Центральной Азии / В.В. Адушкин, Б.Б. Чен, С.И. Попель, П.Г. Вайдлер, С.А. Имашев, Т.В. Лосева, Л.Г. Свердлик, Ф. Фридрих // Доклады РАН. 2015. Т. 460. № 4. С. 459–463.
10. Чен Б.Б. Основные оптические и микрофизические свойства нано- и микромасштабного аэрозоля в атмосфере Центральноазиатского региона / Б.Б. Чен, С.И. Попель, Ф. Голоуб, В.В. Адушкин, Г.А. Когай, П.Г. Вайдлер, Ф. Фридрих // Вестник КРСУ. 2017. Т. 17. № 8. С. 28–35.