

**АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ ТАДЖИКИСТАН
ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. С.У. УМАРОВА**

На правах рукописи

УДК 551.576. 551.521.3

АБДУЛЛАЕВ САБУР ФУЗАЙЛОВИЧ

**КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЫЛЕВЫХ И ГАЗОВЫХ
ПРИМЕСЕЙ В АРИДНЫХ ЗОНАХ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РЕГИОНАЛЬНЫЙ
КЛИМАТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ
АЗИИ**

Специальность:

25.00.30 — метеорология, климатология и агрометеорология

диссертация на соискание ученой степени

доктора физико-математических наук

Душанбе – 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	6
ГЛАВА I. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЫЛЕВЫХ БУРЬ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ.	20
1.1. Классификация пылевых бурь и аэросиноптические причины их образования в юго-восточной части Центральной Азии	20
1.2. Пылевые бури и их влияние на климатический режим в юго-восточной части Центральной Азии	23
1.3. Оптические и микрофизические характеристики пылевого аэрозоля пылевых бурь в юго-восточной части Центральной Азии	31
1.4. Оптические и микрофизические характеристики атмосферного аэрозоля.	37
1.5. Мониторинг парниковых газов в атмосфере	44
ГЛАВА II. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ИЗМЕРЕНИЯ ОПТИЧЕСКИХ И МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ И ОБРАЗЦОВ ПОЧВ	47
2.1. Оптические методы измерения спектров пропускания пылевого аэрозоля	48
2.2. Методы исследования микрофизических свойств пылевого аэрозоля:	50
2.2.1. Определение массовой концентрации пылевого аэрозоля	50
2.2.2. Определение коэффициента аэрозольного рассеяния	50
2.2.3. Исследование функции распределения частиц по размерам	52
2.2.4. Многокаскадный импактор для исследования аэрозолей	53
2.3. Метод актинометрических измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы по солнцу	66
2.4. Определение спектров флуоресценции проб пылевого аэрозоля и образцов почв лабораторным методом	69
2.5. Аппаратура и методика для исследования спектров поглощения проб пылевого аэрозоля в ультрафиолетовой и видимой области спектра методом фотоакустической спектроскопии	72

2.6. Исследование спектров проб аэрозолей и почв методом ИК – спектроскопии	76
2.7. Методика определения удельной активности изотопов в пробах аэрозолей и почв	77
2.8. Оптические и микрофизические характеристики атмосферного аэрозоля по системе АЭРОНЕТ	79
2.9. Изменение радиационных характеристик атмосферы и альбедо поверхности	81
2.10. Описание объектов исследования	82

ГЛАВА III. ИССЛЕДОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ И МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ И ОБРАЗЦОВ ПОЧВ

АРИДНОЙ ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	88
3.1. Оптические толщины пылевого аэрозоля в видимой и инфракрасной области спектра	88
3.2. Актинометрические исследования аэрозольной оптической толщины атмосферы по Солнцу	98
3.3. Микрофизические свойства пылевого аэрозоля:	104
3.3.1. Определение массовой концентрации атмосферного аэрозоля	104
3.3.2. Определение функции распределения частиц по размеру	114
3.3.3. Исследование вариации концентраций аэрозольных ядер конденсации в окрестностях Душанбе и над ледником Федченко	123
3.4. Температурный эффект пылевого аэрозоля в период прохождения “афганца” в юго-восточной части Центральной Азии	126
3.5. Температурный эффект пылевого аэрозоля в период пылевой мглы в юго-восточной части Центральной Азии	134
3.6. Элементный и химический состав атмосферного аэрозоля	151
3.6.1. Динамика распределения тяжелых металлов и радиоактивных изотопов в образцах почвы и пылевого аэрозоля в юго-восточной части аридной зоны региона	158
3.6.2. Миграция элементов в почвах юго-восточной части аридной зоны региона	169

ГЛАВА IV. ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОБ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ И ОБРАЗЦОВ ПОЧВЫ МЕТОДАМИ МОЛЕКУЛЯРНОЙ, ФОТОАКУСТИЧЕКОЙ И ЛАЗЕРНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ	185
4.1. Исследование проб аэрозолей методом молекулярной спектроскопии	185
4.2. Определение оптических постоянных аэрозолей в ИК - области спектра методом отражения	202
4.3. Флуориметрические исследования аэрозолей	207
4.4. Фотоакустические исследования аэрозолей	213
4.5. Исследование аэрозолей методом диффузного отражения	216
ГЛАВА V. ИССЛЕДОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ И МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИСТЕМЫ АЭРОНЕТ	218
5.1. Исследование корреляции температуры воздуха с оптической толщиной атмосферного аэрозоля	218
5.2. Исследование аэрозольной оптической толщины в ультрафиолетовой, видимой и ближней ИК – области спектра	223
5.3. Определение содержания водяного пара и параметра Ангстрема в аэрозолей	230
5.4. Исследование изменения приведенных АОТ основных мод и субмикронных фракций мод	237
5.5. Исследование распределения частиц по размерам. Альбеде однократного рассеяния	238
5.6. Исследование показателя преломления (действительная и мнимая часть) частиц аэрозоля	242
5.7. Определение соотношения оптических толщин поглощения и экстинкции	247
ГЛАВА VI. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РЕГИОНАЛЬНЫЙ КЛИМАТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ АРИДНОЙ И ВЫСОКОГОРНОЙ ЗОН ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	250
6.1. Исследование вариаций концентрации углекислого газа в атмосфере аридной и высокогорной зон юго-восточной части Центральной Азии	250
6.2. Исследование изменения содержания озона в приземном слое атмосферы юго-восточной части Центральной Азии	257

6.3. Изучение изменения радиационных характеристик атмосферы и альbedo поверхности юго-восточной части Центральной Азии	266
ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ	271
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	275
ЛИТЕРАТУРА	276
Перечень основных сокращений и обозначений	314

ВВЕДЕНИЕ

Атмосферный аэрозоль представляет собой наиболее распространенный в природных условиях тип дисперсной системы, состоящей из твердых и жидких частиц, находящихся во взвешенном состоянии в атмосферном воздухе.

Атмосферный аэрозоль наряду с парниковыми газами и облачностью играет важную роль в радиационно-климатических процессах [1-16, 78,79, 254, 301-304].

Эти процессы во многом определяются не только вкладом парниковых газов, но и возрастающей ролью атмосферного аэрозоля в рассеянии и поглощении оптического излучения в атмосфере и перераспределении аэрозольного вещества, а также его пространственной и временной изменчивостью. Следовательно, прогноз региональных и глобальных изменений климата требует изучения динамики радиационных процессов, протекающих в атмосфере. Результаты экспериментальных исследований свидетельствуют о сильной изменчивости поля концентрации аэрозоля в атмосфере и больших вариациях его оптических характеристик, вызванных вариациями микроструктуры, химического состава и формы частиц [12,44,46,47,251,305].

Поэтому, комплексные исследования вариаций аэрозольных характеристик аридной зоны как контактными, так и дистанционными методами представляют большой научный интерес.

С развитием технических систем точные данные о физических процессах, происходящих в аэрозолях, представляют интерес для наземной и спутниковой радиосвязи, электроэнергетики, радиолокации, авиации, метеорологии.

В 80-х и 90-х годах в СССР был выполнен широкий комплекс совместных, судовых, самолетных и наземных контактных измерений микрофизических характеристик аэрозольных систем и происходящих в них динамических процессов при распространении аэрозолей [78,79,254]. В ходе этих работ была доказана необходимость дальнейшего совершенствования методов обработки и анализа результатов, а также доработки экспериментальных комплексов. В то же время было установлено, что необходим регулярный контроль оптических и микрофизических характеристик с использованием отдельных контактных инструментов, размещенных у земли в период образования и распространения пылевых выносов. Арсенал контактных средств, при помощи которых можно

получать информацию об оптических и микрофизических характеристиках атмосферных аэрозолей, расширяется.

Вместе с тем для постоянного слежения (мониторинга) за вариациями облачности, газового и аэрозольного состава атмосферы наиболее эффективны дистанционные оптические методы (наземные, спутниковые и самолетные), позволяющие охватывать большие регионы и вести мониторинг непрерывно [306-310].

Для определения пространственного распределения атмосферного аэрозоля, газовых компонентов атмосферы, определения оптических и микрофизических параметров аэрозоля, например, для измерения метеорологической дальности видимости, спектрального вертикального профиля объемного коэффициента аэрозольного ослабления, альбеда однократного рассеяния в странах СНГ и за рубежом интенсивно разрабатываются методы дистанционного лазерного (лидарного) зондирования окружающей среды [311-334].

В связи с трудностями задач дистанционного зондирования аэрозоля, существенным этапом их решения становится теоретическое (модельное, численное) исследование возможностей определения из измерений параметров аэрозоля и сам выбор соответствующего набора параметров [335-338].

Вопрос о значении различных факторов, влияющих на определение аэрозольной оптической толщи рассеяния из наблюдений яркости неба в ближней ИК - области спектра является перспективным [89-90,114,118-143,339-345]. Для этих целей используются результаты измерений оптических толщ и яркости неба в сети AERONET.

В лаборатории физики атмосферы Физико-технического института им. С.У.Умарова АН Республики Таджикистан при поддержке академика Г. С. Голицына по инициативе к.ф.-м.н А. Х. Шукурова и под руководством к.ф.-м.н Назарова Б.И. и диссертанта на протяжении более чем 30-ти лет выполнялись комплексные экспериментальные исследования оптических, микрофизических, химических и радиационных характеристик аэрозолей как контактными, так и дистанционными методами. Одним из эффективных подходов определения оптических характеристик атмосферного аэрозоля являются методы фотометрии прямого и рассеянного солнечного излучения. В настоящее время

наиболее развитой системой с точки зрения автоматизации измерений, оперативности получения данных и глобального охвата является сеть аэрозольных наблюдений АЭРОНЕТ (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>). В г. Душанбе исследования аэрозольной оптической толщины (АОТ) атмосферы по программе АЭРОНЕТ проводятся с июля 2010 года в режиме регулярных измерений по проекту МНТЦ Т-1688, Т-2076 при поддержке коллабораторов из Франции, США и Португалии с помощью фотометра CE-318 сети АЭРОНЕТ. Начиная с 1985г в этих исследованиях (измерения, обработка и их интерпретация) принимал непосредственное участие и автор данной работы. Эти экспериментальные результаты вошли в многочисленные научные статьи и сборники, в материалах Международных Совещаний и конференций, а также в республиканские издания [34-43, 83-84, 105, 175, 185-186, 196, 202-205, 219-220, 226-235, 237-238, 245-247, 256-257, 262-265, 268-275, 281-283, 285-289, 369-423].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Актуальность диссертационной темы заключается в том, что исследования аэрозоля пылевых бурь и пыльной мглы необходимы, так как они играют существенную роль, в формировании и изменении климата, как в региональном, так и в глобальном масштабе бесспорна.

В атмосфере аридной зоны аэрозоль генерируется пылевой бурей (ПБ) и состоит преимущественно из пылевых частиц минерального происхождения. Его мелкодисперсная фракция (частицы с диаметром $<1\mu\text{м}$) может распространяться воздушным потоком достаточно далеко от их источника возникновения и долгое время оставаться в атмосфере. Атмосферная пыль является аэрозолем, заметно поглощающим солнечное излучение и более прозрачным для теплового излучения. Характер наблюдаемых эффектов определяется оптическими и микрофизическими свойствами частиц, их комплексным показателем преломления, распределением частиц по размерам, их плотностью, формой и общей концентрацией в атмосфере.

В зависимости от концентрации пыли, высотного профиля, времени суток и длительности пребывания в атмосфере, атмосферная пыль может оказывать различное влияние на температуру воздуха и земной поверхности. Для частиц размерами порядка микрона и меньше, которые определяют непрозрачность ПБ

при пыльной мгле (ПМ), видимое излучение поглощается сильнее, чем тепловое. Поэтому днем можно ожидать снижение температуры земной поверхности при запылении атмосферы, а ночью незначительное потепление по сравнению с нормальными условиями, так как тепловое излучение поверхности будет частично перехватываться запыленной атмосферой и переизлучаться обратно. Пыль может увеличить и альбедо системы.

Первые эффекты пылевых бурь приведены в [17], где на примере облаков пыли из Сахары в Нигерии описывалось падение на несколько градусов температуры днем с одновременным уменьшением суммарной солнечной радиации, приходящей к поверхности, на 20-30 %. Заметное поглощение видимого излучения пустынным аэрозолем также отмечалось по наблюдениям в [18-20].

Как отмечено [14], метеорологические эффекты пыльных бурь на Марсе, достигают глобальных размеров и продолжаются несколько недель. Во время пылевых бурь атмосфера Марса может разогреваться на 20-30°K из-за поглощения пылью солнечной радиации, интенсивность которой у поверхности уменьшается в несколько раз, а сама поверхность остывает в среднем на 10-25°K. Изучены микрофизические и оптические свойства частиц марсианской пыли, в то время как пыльные бури в земной атмосфере не привлекли к себе должного внимания специалистов. Это можно объяснить как сравнительной их кратковременностью (обычно 1-2 дня), так и локальностью. Вместе с тем, известно, что Сахарская пыль играет определенную роль в климате региона самой пустыни и Атлантики к западу от нее, куда пассаты часто выносят миллионы тонн пыли, достигающей иногда Америки [18]. Свою роль играет пыль также и для климата Китая [19].

На основе анализа чисто метеорологической информации в [14] отмечены ряд интересных эффектов пыльных бурь. Это, прежде всего, уменьшение дневных температур и некоторое увеличение ночных. Хотя в последние годы утвердилось мнение, что поглощающий аэрозоль в нижних слоях тропосферы должен приводить к некоторому потеплению поверхности [21].

Актуальность исследования пылевого аэрозоля, образующегося вследствие пылевых бурь, связано с тем, что частота их возникновения достигая нередко 30 эпизодов в год, может нанести значительный ущерб развитию сельскохозяйственных культур, в особенности, в период их вегетации. Необходимо

также отметить, что пыльные бури в своих главных эффектах являются природным аналогом дыма при изучении климатических последствий вулканических извержений и пожаров [13,17-28].

Актуальность исследования аэрозоля связано с тем, что перед землетрясением отмечается заметное увеличение концентрации частиц с $d \sim 0.5 - 0.6$ мкм и 2 -4 мкм. Это сопровождается увеличением фактора обогащения для элементов Br, Cl, S, Se, Hg. Наблюдается максимум концентрации SO₂ и двукратное уменьшение концентрации озона [8].

Кроме этого над сейсмоопасными регионами перед сильными землетрясениями выявлены аномальные пятисуточные вариации оптической толщины атмосферы [29].

Полученные результаты в этом направлении могут быть основой для создания технологии мониторинга сейсмической опасности по данным сетевых наблюдений за прозрачностью атмосферы, в том числе с использованием лидаров, чтобы снизить влияние облачности на проведение наблюдений.

Актуальность данной темы подтверждается тем фактом, что за последнее четверть века расширяется сеть наземных станций по наблюдению за аэрозольной оптической толщиной (AOT), таких как ВМО (www.wmo.ch/index-en.html), NASA проект AERONET/Aerosol Robotic Network (www.aeronet.gsfc.nasa.gov), NOAA (<http://www.noaa.gov/>), и исследованию других оптических свойств аэрозоля, которые являются составной частью многих научных программ и проектов: Всемирная программа исследований климата (WCRP-www.wmo.ch/web/wcrp/wcrp-home.html), Международная геосферно-биосферная программа (IGBP- <http://www.igbp.net>), ECMWF(<http://gems.ecmwf.int/>), национальные программы - "Глобальные изменения природной среды и климата" <http://www.gpntb.ru/win/elbib/oxrana/oos1.2.5.htm> (Россия), "Атмосферные радиационные измерения"ABM Program, США, "Климато-экологический мониторинг Сибири" (Россия), Постоянно развиваются и совершенствуются методики определения AOT атмосферы над океаном с помощью спутниковых радиометров AVHRR (<http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/avhrr.html>), MODIS (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>) SeaWiFS (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/>) и др.

Цель исследования

Комплексное экспериментальное исследование оптических, микрофизических, химических и радиационных характеристик пылевого аэрозоля, образующегося в результате пылевых бурь (пылевой мглы) в условиях аридной зоны юго-восточной части Центральной Азии, ее температурных эффектов и влияние на климат.

Задачи исследования

1. Создание комплексной экспериментальной установки для исследования оптических и микрофизических параметров аэрозолей, как в натурных, так и в лабораторных условиях в диапазоне длин волн излучения 0.3-25мкм.
2. Разработка и изготовления многокаскадного импактора, обеспечивающего равномерное осаждение проб аэрозолей на поверхность импакции.
3. Исследование температурных эффектов пылевой мглы, возникающей вследствие пылевых бурь, в условиях аридной зоны Таджикистана.
4. Исследование спектров флуоресценции пылевого аэрозоля в лабораторных условиях методом лазерной флуориметрии.
5. Исследование оптических характеристик пылевого аэрозоля методами ИК – и фот акустической спектроскопии, а также диффузного отражения.
6. Исследование проб пылевого аэрозоля и проб почв по пути его распространения на микроэлементный состав методом рентгено-флуоресцентного анализа и на наличие радионуклидов методом альфа-, бета- и гамма-спектрометрии.
7. Исследование оптических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля по данным системы AERONET г. Душанбе.
8. Изучение антропогенных факторов, влияющих на изменение климата и условия возникновения пылевых бурь в аридной зоне: вариации концентрации углекислого газа, приземного озона и водяного пара в атмосфере, изменение альбедо поверхности, изменение радиационных характеристик атмосферы (прямая, суммарная, отраженная и рассеянная радиации).

Научная новизна работы состоит в том, что впервые:

- Получены соотношения оптических толщин в видимой и ИК области спектра для пылевого аэрозоля, образующегося в результате пылевых бурь (пылевой мглы), и при искусственном распылении образцов пыли и почвы в аэрозольной камере;
- Выполнен подробный анализ температурных эффектов пылевого аэрозоля по данным пяти наземных станций, расположенных по пути распространения ПБ (ПМ) в: Республике Туркменистан (ст. Байрамали, ст. Репетек), в Республике Узбекистан (ст. Термез), в Республике Таджикистан (г. Курган-Тюбе и г. Душанбе);
- Проведен физико-химический анализ проб аэрозолей и почв, определен химический состав и установлены оптические константы, составляющих их веществ;
- Проведены исследования проб пылевого аэрозоля и проб почв, собранных по пути распространения ПБ (ПМ), методом ИК – спектроскопии;
- Разработан дистанционный способ определения вероятных зон ПБ (ПМ) методом ИК - спектроскопии в области спектра ($\lambda = 2.5-25$ мкм);
- Проведено исследование проб пылевого аэрозоля и образцов почвы методом лазерной флуориметрии с целью выявления возможностей экспресс - анализа загрязнения водных сред, вследствие ПБ (ПМ) и идентификации ее вероятных зон;
- Получены спектры поглощения проб пылевого аэрозоля и образцов почв фотоакустическим методом в УФ и видимой области спектра и методом диффузного отражения в видимой области;
- Проведены исследования проб пылевого аэрозоля и проб почв, собранных по пути распространения ПБ (ПМ) на микроэлементный состав методом рентгено-флуоресцентного анализа и на наличие радионуклидов методом альфа-, бета- и гамма- спектрометрии;
- Методом Крамерса-Кронига получены спектры показателя поглощения $k(\nu)$ и показателя преломления $n(\nu)$ веществ аэрозоля в ИК - области спектра ($\lambda = 2.5-25$ мкм);

- Проведено исследование оптических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля по данным системы AERONET г. Душанбе.

Достоверность полученных результатов. Получена статистическая повторяемость результатов, ошибки измерений, значительно меньше самих измеряемых величин и их интегральных изменений в процессе эксперимента. Калибровка приборов и усреднение результатов измерений проводились по стандартным для физических экспериментов методикам, что служило гарантией надежности получаемых результатов. Наблюдаемое соответствие спектров, измеренных независимым способом, подтверждало надежность и достоверность используемых и разрабатываемых методов исследования. Достоверность результатов измерений при слабых интенсивностях света подтверждалась также их соответствием с литературным данным. Данные полученные по системе АЭРОНЕТ соответствуют самому высокому уровню обработки (level 2.0)

Практическая значимость работы:

Создана комплексная экспериментальная установка для исследования оптических и микрофизических параметров аэрозолей, как в натурных, так и в лабораторных условиях, в диапазоне длин волн излучения 0,3-12 мкм.

Разработан и изготовлен многокаскадный импактор для равномерного осаждения проб аэрозолей на поверхность импакции.

Результаты исследований температурных эффектов ПБ (ПМ), а также соотношения оптических толщин пылевого аэрозоля и его оптических характеристик в видимом и ИК - диапазонах могут быть использованы при решении задач, посвященных изучению влияния ПБ (ПМ) на климат, и при теоретических оценках влияния пылевого аэрозоля на температурный режим приземного слоя воздуха и почвы в период пылевой мглы.

Результаты исследований пылевого аэрозоля методом лазерной флуориметрии могут быть использованы для экспресс - анализа загрязнения водных сред во время ПБ (ПМ).

Результаты исследований аэрозолей методом ИК - и фотоакустической спектроскопии и диффузного отражения могут быть использованы при теоретических расчетах влияния пылевого аэрозоля аридной зоны на радиационный режим и климат аридной зоны.

Функционирующая с июля 2010 года система АЭРОНЕТ в лаборатории физики атмосферы Физико-технического института им.С.У.Умарова позволяет проводить регулярные ежедневные измерения: спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы на 7 длинах волн в УФ, видимой и ближней ИК - области спектра, $\lambda = 340, 380, 440, 500, 670, 870$ и 1020 нм; яркости неба в альмукантарате и в плоскости солнечной вертикали на 4-х длинах волн $\lambda = 440, 670, 870$ и 1020 нм; общего содержания водяного пара в атмосфере, представленные на сайте <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>.

Данные измерений будут использованы для восстановления оптико-микрофизических характеристик аэрозоля, усредненных по всей толще атмосферы: аэрозольной оптической толщины; параметра Ангстрема; интегрального содержания водяного пара в атмосферном столбе; функции распределения аэрозольных частиц по размерам; показателя преломления вещества аэрозольных частиц (действительная и мнимая часть); альбедо однократного рассеяния и фактор асимметрии.

Полученная база данных может быть использована для моделирования при изучении радиационного режима атмосферы, определении количественных и качественных характеристик аэрозольной компоненты атмосферы, переноса излучения в реальной атмосфере с учетом аэрозоля при климатических изменениях в региональном и глобальном масштабе; для подтверждения и коррекции данных спутниковых наблюдений аэрозоля; для мониторинга и определения динамики трансформации и перемещения аэрозоля в атмосфере; в качестве дополняющих наборов данных и вспомогательной базы данных для автоматических лидарных систем, сетей по радиационному мониторингу и мониторингу озона; для оценки трендов (месячных, сезонных, годовых) изменения оптических свойств атмосферы и для оценки степени загрязнения воздушного бассейна г. Душанбе.

Результаты исследований вошли в отчеты лаборатории физики атмосферы ФТИ им. С.У.Умарова АН РТ за 1982-2013г.г. и в отчеты Международного научно-технического центра (проект Т-1688).

Основные положения, выносимые на защиту

1. Разработка методики и экспериментальной установки для исследования пылевого аэрозоля аридной зоны.
2. Комплексные исследования оптических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля.
3. Результаты исследований проб пылевого аэрозоля методом лазерной флуориметрии, ИК - и фотоакустической спектроскопии и диффузного отражения.
4. Результаты подробного анализа влияния ПБ (ПМ) на температурный режим приземного слоя воздуха по пути распространения пыльной мглы (по данным семи наземных станций).
5. Оптико-микрофизические характеристики аэрозоля, усредненные по всей толще атмосферы, полученные по системе AERONET в г. Душанбе: аэрозольной оптической толщины; параметра Ангстрема; интегрального содержания водяного пара в атмосферном столбе; функции распределения аэрозольных частиц по размерам; комплексного показателя преломления вещества аэрозольных частиц; альбедо однократного рассеяния.
6. Оценка влияния антропогенных факторов на изменение климата: вариации концентрации углекислого газа, приземного озона и водяного пара в атмосфере, изменение альбедо поверхности, изменение радиационных характеристик атмосферы.

Вклад автора. При получении результатов настоящей работы автором внесен определяющий вклад, как при постановке рассматриваемых задач, так и при разработке методов их решения и реализации. Под руководством автора в период с 1986 года выполнялись многочисленные научно-исследовательские работы и проект Международного научно-технического центра Т-1688. Автору принадлежит разработка и создание комплексной экспериментальной установки по измерению оптических параметров аэрозоля; разработка и расчет многокаскадного импактора; решающая роль в проведении измерений спектров пылевого аэрозоля и проб почв методами фотоакустической, ИК - спектроскопии, лазерной флуориметрии и диффузного отражения, элементного анализа, детального расчета температурных эффектов ПБ (ПМ) и ее вклада на изменение климатических характеристик

атмосферы в аридной и полуаридной зоне региона, в проведении измерений вариации концентрации парниковых газов: (CO_2 , O_3 , водяного пара) в атмосфере аридной и высокогорной зон Таджикистана, в проведении измерений радиационных характеристик и альbedo поверхности, в создании станции АЭРОНЕТ в г. Душанбе и организации проведения ежедневных регулярных измерений оптических и микрофизических характеристик аэрозолей. Ряд статей опубликованы в соавторстве с учеными из Российской Федерации- академиком РАН Г.С.Голицыным, к.ф.-м.н А.Х.Шукуровым и Таджикистана-: академиками АН РТ Р.Маруповым и Х.Х.Каримовым, член.корр.АН РТ А.Абдуллаевым, профессорами Л.И.Альперовичем, Т.Х. Салиховым, Т.Шукуровым а также в сотрудничестве с ведущими зарубежными коллегами - Brent N.Holben (США, AERONET Network NASA,) профессором Phillippe Goloub и Oleg Dubovik (Франция LOA-PHOTONS group Universite des Sciences et. Technologies Lille (USTL) Laboratoire d'Optique Atmospherique USTL,) и другими.

Апробации работы. Основная часть результатов исследований докладывалась и обсуждалась на: семинарах ФТИ им. С.У. Умарова АН РТ (Душанбе; 1990 - 2012 г.г.), итоговом советско-американском совещании по пылевому аэрозолю (Санкт-Петербург, 1991г.), Российской аэрозольной конференции (Москва, 1993г.), семинаре кафедры оптики и волновых процессов в Международном лазерном центре (МГУ Москва, 1993 г), Международном симпозиуме, посвященному «70-летию советско-германской экспедиции 1928 года по изучению Памира», (Душанбе, 1999 г.), Международной конференции «Современное состояние водных ресурсов Центральной Азии - проблемы и перспективы рационального использования» (Душанбе, 2003 г.), XII, XIII и XVII-ом Международном объединенном симпозиуме «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» (Томск, 2005, 2006, 2011 г.г.), Международной конференции, посвященной 1025-летию Абуали-ибн Сина и 100-летию специальной теории относительности А. Эйнштейна, (Таджикистан, Курган-Тюбе, 2005 г.), Российско-Канадском семинаре «Мониторинг атмосферного переноса загрязнения при террористических актах, взрывах и пожарах промышленных предприятий» (Москва, 2006 г.), Международной конференции «Экологическая безопасность урбанизированных территорий в условиях устойчивого развития» (Астана, 2006 г., ЕНУ им. Л. Н. Гумилева), Международной конференции по «Физике конденсированных систем» (Душанбе 1999, 2001, 2004, 2006, 2008, 2010 -2011 г.г.), Международном совещании экспертов по экологии (Москва, 02 - 04 апреля 2008 г.) III-й Международном семинаре DUST-2008, (Германия, Лейпциг, 15-17 сентября 2008 г),

второй Международной конференции «Аэрозоль и глобальное изменение климата», семинаре AERONET и MODIS (КНР, Ханджоу, 16-23 августа 2009 г.), XVII-Международном конгрессе Федерации Европейского Общества по физиологии растений (Испания, Валенсия, 4-9 июля 2010 г.), Международном семинаре по «Изменению климата» (Малайзия, Куала-Лумпур, 2-4 декабря, 2010 г.), Международной конференции «Стимулирование потенциала общества, науки и НПО к сохранению биоразнообразия и охраны окружающей среды» (Душанбе, 25-26 марта 2011 г.), XVII-я Международная конференция по энергетике и окружающей среде 15-17 июня 2011 г, Стамбул, 14th ISTC Scientific Advisory Committee Seminar “Developing Innovation and Technology Transfer in a Global Security Environment” September 27-28, Almaty, Материалы V- Международной научно-практической конференции «Перспективы применения инновационных технологий и усовершенствования технического образования в высших учебных заведениях стран СНГ» (г.Душанбе, 13-15 октября 2011 г), Материалы Международной конференции «Современные вопросы молекулярной спектроскопии конденсированных сред» посвященной 50-летию кафедры оптики спектроскопии (Душанбе, 11-12 ноября 2011 г.), Международной конференции « Влияние глобального изменения климата на экосистему аридной и высокогорной зоны Центральной Азии» (Душанбе, 2012 г.), Семинар – совещание «Проблемы мониторинга приземного (тропосферного) озона и нейтрализации его влияния» (Таруса, 6-8 июня 2012 г), Восьмая международная конференция НИИФ им. В.А. Фока СПбГУ «Естественные и антропогенные аэрозоли» (1 -5 октября 2012 Санкт-Петербург, Международной конференции по физике конденсированных систем (17-18 октября 2013г., г. Душанбе).

Публикации. Материалы диссертационной работы опубликованы: в 93 научных изданиях, в том числе 39 статей в реферируемых журналах, 5 в сборниках; 39 в материалах международных и республиканских научных конференций, депонировано - 9 и получен 1 патент.

Структура и объём диссертации. Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения и списка цитируемой литературы. Ее общий объем составляет 315 страницы компьютерного текста, включая 139 рисунков, 47 таблиц и 423 библиографических ссылок.

Краткое содержание диссертации

Во введении обоснована актуальность темы, кратко изложены предмет исследований и структура диссертации, сформулированы цель и задачи работы; определена научная и практическая значимость проведённых исследований,

приведены основные положения, выносимые на защиту, сформулирован личный вклад автора.

Первая глава посвящена литературному обзору проблемы образования ПБ, аэросиноптических причин их генерации и взаимосвязи с потеплением климата в Центральной Азии, в частности в южных районах Таджикистана.

Вторая глава посвящена аппаратному комплексу и методике проведения экспериментальных исследований оптических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля. Даны характеристики используемых приборов и оборудование, таких как комплексная экспериментальная оптическая установка, лазерный флуориметр, и фотоакустический спектрометр.

В третьей главе представлены результаты исследований оптических характеристик пылевого аэрозоля в видимой и ИК - областях спектра. Описаны результаты актинометрических измерений, проведенных в период советско-американского эксперимента по изучению аридного аэрозоля (САПЕКС-89) и октябрь 1990 г., в окрестностях г. Душанбе. Анализированы результаты микрофизических, химических и радиационных исследований проб пылевого аэрозоля. Анализированы результаты температурного эффекта пылевого аэрозоля и микрофизические характеристики пылевого аэрозоля.

В четвертой главе представлены результаты исследования ИК - спектров проб собранных в высокогорной зоне (Памир), в окрестностях г. Душанбе, в период пылевой мглы, а также проб образцов почв, распыленных в аэрозольной камере. Приведены результаты спектрального анализа проб, собранных в окрестностях Шаартуза. На основе измеренных спектров отражения $R(\nu)$ в ИК области спектра аэрозольных проб методом Крамерса-Кронига определены спектры $n(\nu)$ и $k(\nu)$. Изложены результаты исследования методами лазерной флуориметрии, фотоакустической спектроскопии и диффузного отражения проб аэрозолей и почв, собранных в аридной зоне вследствие пылевой бури и с поверхности почв по пути распространения пылевой бури.

Пятая глава посвящена исследованию оптических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля, полученного по системе АЭРОНЕТ г. Душанбе усредненных значений: аэрозольной оптической толщины, параметра Ангстрема, интегрального содержания водяного пара в атмосферном столбе, функции

распределения аэрозольных частиц по размерам, комплексного показателя преломления вещества аэрозольных частиц, альбедо однократного рассеяния. Обнаружена корреляция между температурой и величиной АОТ $\tau(\lambda)$, а именно: нагрев приземного слоя при малых концентрациях аэрозоля (аэрозоль дает вклад в парниковый эффект) и охлаждение приземного слоя воздуха, с дальнейшим ростом оптической толщины аэрозоля и его концентрации (антипарниковый эффект аэрозоля).

Шестая глава посвящена исследованию влияния антропогенных факторов на изменение климата (вариация концентрации углекислого газа, приземного озона и водяного пара в атмосфере, изменение альбедо поверхности, изменение радиационных характеристик атмосферы (глобальная и отраженная радиация). Результаты исследования изменения суточной концентрации углекислого газа и озона в атмосфере пустыне, субаридной и высокогорной зоны Таджикистана.

В заключении сформулированы основные результаты и выводы, полученные в настоящей работе.

ГЛАВА I. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЫЛЕВЫХ БУРЬ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ.

1.1. Классификация пылевых бурь и аэросиноптические причины их образования в юго-восточной части Центральной Азии

Пылевая буря (ПБ)– явление сильных порывистых ветров вихревого характера, поднимающих в воздух большое количество пыли, песка и других твёрдых частиц, находящихся во взвешенном состоянии и ухудшающих видимость до 1-2 км и менее, а иногда и до нескольких сот метров. Основными очагами пыльных бурь в Центральной Азии (ЦА) являются пустыни Кызылкум и Каракум. В Таджикистане пыльные бури наблюдаются наиболее часто в южных районах долин Нижне-Кафирниганской и Вахшской. **Пылевая мгла (ПМ)** – явление содержания в воздухе любых твёрдых частиц, находящихся во взвешенном состоянии и ухудшающих горизонтальную видимость до 1-4 км и менее. Одна из причин возникновения ПМ является ПБ. Она может переноситься на сотни и даже тысячи километров от места зарождения ПБ. В случаях турбулизованного состояния тропосферы частицы пыли и песка могут переноситься до высот 3-4 км и более. Толщина слоя с ПМ зависит от скорости и вихревой структуры ветра. Вначале ограниченная видимость в 1-2 км и менее начинается от поверхности земли и до высот 1,5 – 3 км, но с наветренной стороны хребтов. Восходящими воздушными потоками ПМ забрасывается до высот 5-7 км.

Пылевой аэрозоль образуется в результате ПБ (ПМ). Аэрозоли (греч. аер – воздух + лат. sol [utio] – раствор) – дисперсные системы, состоящие из газовой среды, в которой взвешены твердые или жидкие частицы. По агрегатному состоянию и размерам частиц дисперсионной фазы аэрозоли делят на туманы - системы с жидкой дисперсионной фазой (размер частиц 0.1-10 мкм), пыли – системы с твёрдыми частицами размером больше 10 мкм и дымы, размеры твёрдых частиц которых находятся в пределах 0.001-10 мкм. Туманы имеют частицы правильной сферической формы, тогда как пыли и дымы содержат твёрдые частицы самой разнообразной формы. К типичным аэрозолям можно отнести туман, состоящий из капелек водяного пара, размер частиц которых в среднем составляет 0.5 мкм, топочный дым (сажа) – 0.1-100 мкм, дождевые облака - 10-100 мкм и др.[12].

В вопросах оценки уровня загрязнения атмосферного воздуха важная роль отводится климатическим аспектам, характеризующим его с точки зрения предрасположенности к загрязнению. Загрязнение атмосферного воздуха определяется поступлением загрязняющих веществ от естественных (природных) и антропогенных (промышленных, транспортных, коммунальных) источников, а также физико-географическими условиями территории. Особую опасность представляют объекты нефтехимического, горнодобывающего и перерабатывающего промышленных комплексов. Для стран ЦА, расположенных в аридной зоне, характерно наличие таких крупных источников запыления атмосферы, как пустыни Каракумы и Кызылкум с частыми пыльными бурями.

В последние четверть века в связи с усыханием Аральского моря появился еще один естественный источник пыли-солепереноса. Для платформенно-равнинной территории характерны специфичные стихийные явления, образование которых в основном связано с физическим выветриванием и эоловыми процессами. В течение жаркого времени года (5-6 месяцев) поверхность почвы находится под влиянием солнечной радиации и сильно нагревается. Влага испаряется и верхний слой почвы превращается в рыхлую массу, которую ветер способен выдувать и переносить тонкодисперсный материал с поверхности. При сильных ветрах, особенно в летнее время, они часто образуют ПБ. Если интенсивному испарению подвергаются шоры, то в этом случае образуются соляные бури. В летний период, когда сильно нагревается поверхность песчаных отложений, происходит активный перенос песков.

Отметим, что пыльные, соляные и песчаные бури наносят большой эколого-экономический вред, особенно растительному покрову, сельскохозяйственным угодьям и промышленным объектам.

С точки зрения длительности ПБ и видимости в них, согласно [30], основными типами являются: **кратковременные** ПБ с относительно небольшим ухудшением видимости (2-4 км), а также с сильным ухудшением видимости, которые могут вызвать падение видимости до одного километра, а иногда и менее километра (до 10 – 20 м); **длительные** и **пульсирующие** ПБ с относительно небольшим ухудшением видимости (2 – 4 и более километров); **длительные и сильные** ПБ с значительным ухудшением видимости (1 – 2 км и менее). Это

наиболее опасные ПБ, если учесть, что они обычно имеют большую вертикальную мощность. Пыльный или песчаный поземок представляет собою процесс переноса пыли и песка в слое не более 2 м от поверхности почвы.

В [30] приведены аэросиноптические причины зарождения ПБ, которые состоят из: восточной периферии антициклона; юго – восточной периферий антициклона; южной периферии антициклона; юго– западной периферии антициклона; юго – западной периферии перед циклоническим прорывом; некоторые процессы, связанные с началом циклонического прорыва; теплый вынос с юга ЦА , Ирана и Афганистана; теплый сектор; холодные; холодные фронты севера – западных вторжений; северные холодные вторжения; термическая депрессия; малоподвижный циклон; вторичные и размытые холодные фронты; ПБ холодной адвекции; термодинамическая неустойчивость и грозовые очаги; ПБ в районах локальных ветров.

Необходимо отметить, что не всегда можно видеть синоптический процесс, отдельно взятый, в чистом виде, так как может иметь место комбинированное действие разных процессов. Переходы одних в другие (например, ПБ теплых секторов часто переходят в бури холодных фронтов, а последние, в свою очередь, - в бури тыловых штормовых зон) и поэтому некоторые сплошные периоды с ПБ создаются разными причинами. Исследованные в данной диссертационной работе ПБ связаны с перечисленными выше процессами. Все эти процессы с общей аэросиноптической точки зрения подробно рассмотрены в [30].

Анализ метеорологических данных за последний тридцать лет показывают, что в связи с изменением климата начавшегося после 80-х годов прошлого столетия в Таджикистане наблюдались сильные ПБ (особенно сентябрь 1989 г и октябрь 1990 г) продолжительностью в 7-11 часов, которые нанесли огромный ущерб во всех сферах деятельности, особенно на юге Таджикистана.

Необходимо отметить, что в последние тридцать лет участилась ПМ продолжительностью от 4 до 15 дней с пульсирующим изменением дальности видимости и завершались без осадков. В этом плане особенно необходимо отметить лето-осень 2001 г, ноябрь (с 5 по 24) 2007 г, август (с 4 по 15) 2008 г, август 2010 г, июль-август 2011 г, и август 2012 г, пульсирующие с горизонтальной дальности видимости до 200 метров. После ПМ осадки не выпадали, субмикронные частицы

пыли, оставаясь в атмосфере долгое время в приземном слое, существенно увеличивали вклад в парниковый эффект, поглощая тепловое излучения земли.

1.2. Пылевые бури и их влияние на климатический режим в юго-восточной части Центральной Азии

Пыльной бурей, основные характеристики которой приведены в §1.3., как известно, принято называть переносом и распространением больших количеств густой пыли и песка сильным ветром на достаточно большие расстояния.

Для возникновения и распространения ПБ необходимо выполнение, прежде всего, следующих двух условий: наличие соответствующего материала (пыль, песок) и ветра достаточной силы, способного переносить частицы как по горизонтали, так и по вертикали. Благоприятные условия для возникновения ПБ создают продолжительные сухие периоды, лессовые почвы в предгорьях, незакрепленные пески в пустынях, частые штормовые ветры. В Таджикистане особенно частые ПБ возникают в теплый период года.

К первым исследованиям по ПБ и “Афганцу” относится работа Каретниковой [30]. В указанной работе в общих чертах правильно описывается механизм развития ПБ, иногда достигающей большой вертикальной мощности. Высказываются также соображения относительно возможных границ распространения ПБ и сухой ПМ в различных горных ущельях и долинах северного Афганистана и Таджикистана. Выдвигается предположение о том, что верхняя граница ПБ может достигать 5-6, а иногда и более километров.

Далее, в работе Каретниковой [30] излагается еще ряд интересных, но дискуссионных соображений относительно возможностей распространения сухой ПМ к востоку и юго-востоку. Утверждается, например, что адвективная мгла, являющаяся результатом сильных ПБ над южными пустынями ЦА, может проникать в южные долины Гиндукуша (т.е. переваливать через основные его хребты), а также проникать далеко на восток в районы Алайской долины, Западного и Восточного Памира, Центрального и Восточного Тянь-Шаня и еще далее в западные провинции Китая.

Существенный вклад в изучение ПБ был внесен работой В.А.Джорджио [31]. Им впервые введены понятия пыльных и песчаных поземков. Указано, что ПБ - характерное летнее явление, в ЦА они могут встречаться и зимой, в силу

неустойчивого снежного покрова над ее равнинными частями. Среди причин возникновения ПБ большое значение придается турбулентным вихрям в приземных слоях атмосферы и вертикальным токам, возникающим вследствие больших вертикальных градиентов температуры, близких к сухадиабатическим. Указывается, что частицы разных размеров могут быть заброшены на разную высоту в зависимости от их веса. Отмечена зависимость вертикального распространения ПБ от стратификации воздушных масс. Автор [31] полагает, что в тропических воздушных массах, когда они образуют теплые сектора циклонов, ПБ не могут достигать больших высот, а располагаются преимущественно в нижнем приземном слое толщиной в несколько десятков метров или толщиной до 200-300 метров в зависимости от аэросиноптической природы. В.А.Джорджио делит ПБ на две группы: ПБ холодных фронтов и пыльные бури штормовых зон. Причем под штормовыми зонами подразумеваются области, лежащие между очагами интенсивного роста и падения давления, или, в более общем случае, в областях между очагами сравнительно сильного изменения давления, но обязательно разного по своей интенсивности.

Потепление климата в ближайшие 50 лет может привести к глобальным климатическим катастрофам. В условиях аридной зоны Таджикистана при потеплении климата возможны засухи и расширение пустынных зон (опустынивание зон), что может привести к более частым ПБ (ПМ) в регионе и сопредельных государствах ЦА. Особо опасным может оказаться влияние потепления на ледники – основные источники пресной воды региона.

Аридная зона Таджикистана постоянно подвержена присутствию пылевых частиц субмикронной фракции, образующихся в результате ПБ (ПМ), которые генерируются на сопредельной с Таджикистаном территории, и обогащаясь распространяются на тысячи километров во всех направлениях. Усиление пылевых выносов и распространение их на всю территорию Центральной Азии может вызвать следующие последствия: существенное ухудшение здоровья населения и других живых организмов; снижение уровня прямой солнечной радиации; существенное ослабление процесса фотосинтеза в растительном мире; изменение режима таяния ледников; расширение территории пустынных зон, деградация

почв; снижение количества, качества, а также срока созревания сельскохозяйственной продукции.

В плане загрязнения атмосферы наибольший интерес представляет столица Таджикистана - город Душанбе. Город расположен на средней высоте 821 м над уровнем моря, в межгорной Гиссарской долине, окруженной с севера Гиссарским хребтом, а с юга невысокими горами Рангон. Долина открыта только с западной и восточной стороны узкими и межгорными проходами. Орографическая замкнутость долины способствует ослаблению циркуляции воздуха. В результате здесь преобладает безветренная погода и соответственно происходит застой загрязнителей [34-39].

Одним из основных факторов, вызывающих застой воздуха, является антициклональная циркуляция, обуславливающая развитие мощных задерживающих слоев - слоя инверсии, когда температура с высотой повышается, или слоя изотермии, когда температура в некотором приземном слое остается постоянной. Инверсии, оказывающие наиболее существенное влияние, образуются в ясные и малооблачные ночи за счет выхолаживания приземного слоя воздуха. Кроме того, в зимний период, роль задерживающего слоя играет арктический фронт, вклинивающийся в долину и резко охлаждающий приземной слой воздуха на высоте до 1-1.5 км [34-39].

В результате этих явлений в воздухе происходит задержание и скопление загрязняющих веществ. К таким веществам относятся: твердые частицы (пыль, продукты сгорания) и вредные газы (CO , CO_2 , приземный озон, NO_x и др.) [34-39].

Количество эпизодов и продолжительность пыльной мглы. Основная масса центрально-азиатских ПБ развивается над ее равнинными территориями, т.е. как раз в районах с наиболее благоприятными для них почвами. Однако распределение ПБ по разным частям ЦА крайне неравномерно и сильно различается в зависимости от места происхождения, от типа синоптического процесса и по многим другим характеристикам.

Необходимо отметить, что каждый случай регистрации ПБ можно истолковать двояко. Отдельную пыльную бурю можно рассматривать как результат ее регистрации в определенном пункте. Но отсюда еще не следует, что замеченная таким образом ПБ охватывает только район непосредственного

расположения станции. Гораздо чаще ПБ представляет собой явление, охватывающее значительный район либо одновременно, либо в процессе своего передвижения.

Увеличение запыленности поверхности ледников приводит к образованию поглощающего слоя, нагрев которого может быть значительным и благодаря этому и минерализации, выпадающих из них осадков увеличивается интенсивность их таяния. Другой причиной происходящей деструкции оледенения является глобальное потепление климата. По мнению экспертов Всемирной метеорологической организации (ВМО) в последние десятилетия происходит повышение приземной температуры воздуха [34-39].

К настоящему времени на Памиро-Алае исчезло 1081 ледников, на Заилийском Алатау - 71, резко уменьшился объем ледников массива Акширак. В среднем за год долинные ледники Тянь-Шаня отступают на 7.5-13.1 м. Это опасный процесс для засушливого региона, так как в ЦА горные ледники являются единственными вековыми кладовыми запасов пресной воды и основным местом конденсации атмосферной влаги в регионе. При дальнейшем увеличении "чехла" собственных моренных отложений они перестанут быть конденсаторами влаги и начнется резкое уменьшение стока рек Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи [34-39].

Одним из неблагоприятных метеорологических факторов являются ПБ (ПМ) [34]. На рис.1.2.1. представлено количество дней с ПМ для Шаартуза, Курган-тюбе, Душанбе и Термеза в период 2000 - 2007г.г. Среднегодовое число дней с ПМ в г. Душанбе достигает 12, из них с сильной ПМ, когда видимость ухудшается менее 2 км, - 7 дней. Если до 90-х годов прошлого столетия наблюдались такие сильные кратковременные ПБ (продолжительности 5-7 часов) то дальше наблюдается ПМ продолжительностью от одной до несколько недель с видимостью менее 2 км. Например, 2001 год по частоте повторяемости ПМ является рекордным. В период с июня по август слабая ПМ в г. Душанбе была почти ежедневно. Количество дней с умеренной и сильной ПМ в период с июня по ноябрь составило 29 дней.

Наши исследования [35-38] подтвердили, что при ПМ происходит дневное выхолаживание воздуха на 3-8°C и ночное потепление 2-5°C по сравнению с ясной погодой. С 12 по 20 ноября 2007 года ПМ охватила всю территорию южного Таджикистана, существенно загрязняя атмосферу. Иногда горизонтальная

дальность видимости составляла 200 - 500 м. Это можно объяснить влиянием глобального изменения климата и расширением пустынных зон, что создает условия для возникновения частых ПБ (ПМ). Но проблема возникновения, распространения и характера ПБ, невзирая на всю ее актуальность, для Таджикистана, изучена недостаточно, хотя это - один из существенных факторов, влияющих на формирование климата в регионе. Для выбранных метеостанций было изучено количество эпизодов ПМ и их продолжительность, проанализировано количество дней ПМ, суточный и сезонный ход вариации и продолжительность ПМ в период 2001...2010 гг. для г. Душанбе и 2005...2010гг. для ст. Байрамали, ст. Репетека (Туркменистан) и ст. Термеза (Узбекистан). Необходимо отметить, что в период до 90-х годов (20 сентября 1989 г., 15 октября 1990 г.) наблюдались преимущественно сильные ПБ продолжительностью 6-8 часов с уменьшением горизонтальной дальности видимости до 50 метров и с последующими осадками.

После 90-х годов чаще наблюдается ПМ длительностью от 3 до 8 дней с пульсирующим изменением горизонтальной дальности видимости и, что существенно, без осадков. В этом плане необходимо отметить особенно лето-осень 2001 года, ноябрь 2007 года (с 5 по 24), август 2008 года (с 4 по 15), август 2009 года (с 25 по 29), когда происходили пульсирующие пылевые эпизоды с ухудшением горизонтальной дальности видимости до 200 метров. Характерно, что после продолжительных эпизодов ПМ пыль осаждалась без сопровождения осадков, что приводило к очень сильному загрязнению приземного слоя .

На рис.1.1.(1) - 1.1.(6) представлены результаты этого анализа. Можно видеть (рис.1.1.1.), что изменение числа пылевых эпизодов по годам примерно одинаково для всех точек наблюдения. Годы с большей и меньшей пылевой активностью соответствуют на всех метеостанциях. Как видно (рис.1.1.2), продолжительность ПМ в отмеченные годы имеет неравномерный характер, причем максимумы этих зависимостей смещены относительно друг друга. В случае Курган-Тюбе максимум вообще отсутствует и средняя продолжительность ПМ примерно неизменна. По-видимому, это обусловлено особенностями географического расположения этого города.

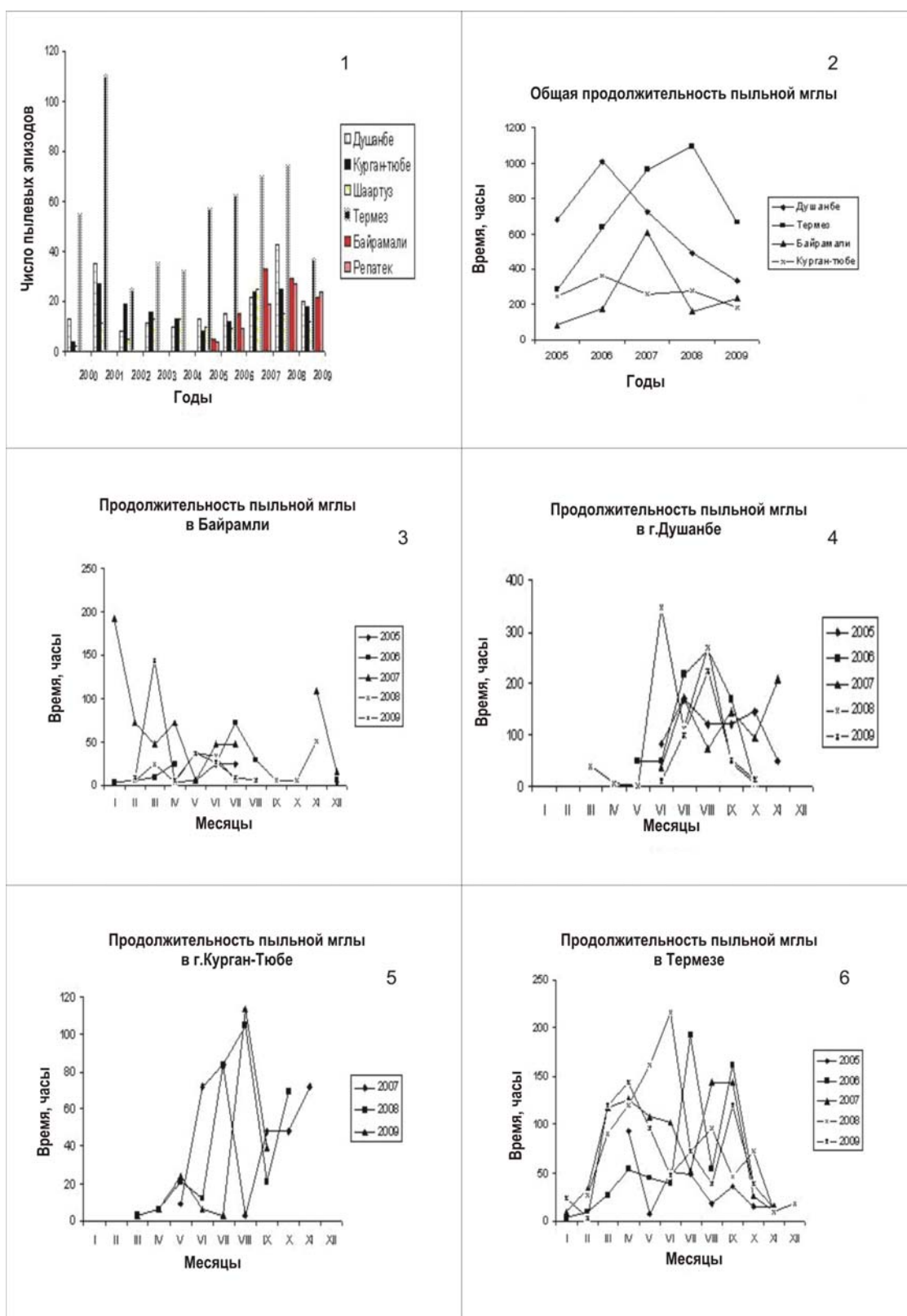


Рис.1.1.- Статистика пылевых эпизодов в разных районах: 1 - число эпизодов за 10 лет; 2- длительность пыльной мглы в разные годы на четырех станциях ; длительность пыльной мглы в разные месяцы на станциях : 3- Байрамали; 4-Душанбе; 5- Курган-Тюбе; 6- Термез.

Сезонное изменение длительности эпизодов ПМ для каждой точки наблюдения (рис.1.1.3-1.1.6) является индивидуальным, и существенно отличается друг от друга. Разброс данных по годам не изменяет эту особенность. Месяцы чистой атмосферы или «запыленные» месяцы остаются неизменными для каждой метеостанции. Такие климатические особенности – также следствие их географического положения. Максимальная продолжительность ПМ для всех метеорологических точек наблюдалась в летнее время [35-38].

В ходе инструментальных наблюдений за 1948-2013 гг. было установлено повышение среднегодовой температуры на $0.7-1.2^{\circ}\text{C}$ в долинных районах Таджикистана. В наименьшей степени (на $0.1-0.7^{\circ}\text{C}$) повышение температуры наблюдалось в южных регионах республики. В горах Центрального Таджикистана, Рушане и низовьях Зеравшана произошло небольшое понижение температуры на $0.1-0.3^{\circ}\text{C}$. В больших городах рост температуры особенно значителен и достигает $1.2-1.9^{\circ}\text{C}$, что очевидно связано с урбанизацией (строительство теплосетей, дорог, зданий, влияние транспорта, предприятий и др.).

На рис.1.2. представлена динамика среднегодовой температуры в г. Душанбе за последние 60 лет. Потепление климата начинается с 80-ых годов прошлого столетия. Анализ метеорологических данных указывает на тенденцию к повышению среднегодовой температуры воздуха. Благодаря этому за 60 лет для Курган-Тюбе, высота 426 м над уровнем моря (м. н. у. м) повышение составляет 1.9°C , для Душанбе (803 м н. у. м) - 1.72°C , для Харамкуля (2800 м н. у. м) - 1.33°C , для ледника Федченко (4169 м н. у. м) оно равно 0.73°C . В 1997 году повсеместно наблюдалось превышение среднегодовой температуры на $1-2^{\circ}\text{C}$, в 1999 г на $1.2-2.1^{\circ}\text{C}$, в 2000 году на 1.5°C над среднемноголетней температурой, что оказывает существенное влияние на состояние ледников и водных запасов экосистемы региона [34-39].

Самая высокая температура наблюдалась в 1990, 1992, 2001, 2006 и 2007 годах, среднегодовая температура всегда была больше чем на 16°C . До 80-х годов высокая температура выше среднемноголетних значений была в 1951, 1967, 1969, 1973 и 1979 годах.

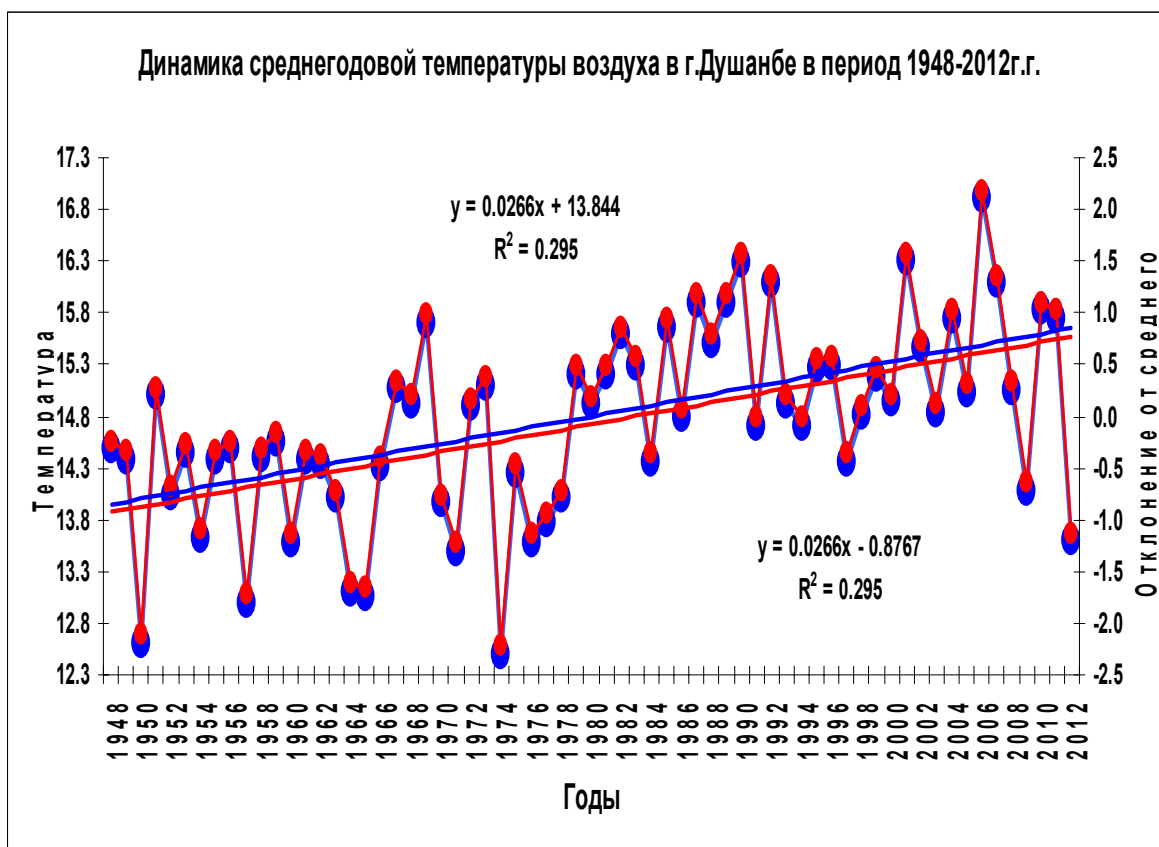


Рис.1.2. Динамика изменения средне годовой температуры приземного воздуха в г. Душанбе.

Самыми холодными годами были 1950, 1974 и 2008 годы. Самой холодной зимой, за последнюю четверть века, была зима 2007-2008 гг., когда среднесезонное значение температуры составляло -5°C , что на 12°C ниже, чем среднесезонной величины. В период после 80-их годов величина потепления климата составляет 1.2°C , последнее потепление связано с антропогенным воздействием. С конца 70-х годов по республике повсеместно были вырублены огромное количество лесов тем самым, было создано благоприятное условие для развития полупустынных территорий в стране, для восстановления которое требуется несколько десятилетий [39-43].

Анализ ситуации в республике за последние годы показывает, что на севере и юге республики и на западном Памире наблюдается совместное действие всех факторов опустынивания. Это дефицит осадков, ветровая эрозия, засоление и дегумификация почвы, а в центральной части республики и западном Памире наблюдается активное физическое выветривание, водно-эрозионные процессы, бесконтрольная вырубка лесов и деградация древесно-кустарниковой растительности.

1.3. Оптические и микрофизические характеристики пылевого аэрозоля пылевых бурь в юго-восточной части Центральной Азии

Одним из источников образования атмосферных аэрозолей являются почва и пустыни. Качественные оценки позволяют полагать, что в приземном слое почвы генерирует около 50% всех аэрозольных частиц (по массе) [12]. Абсолютная продукция почвенных частиц составляет не менее $(1-5) \times 10^8$ т/год [44].

Климатические эффекты аэрозоля, прежде всего, определяются комплексным показателем преломления частиц $m=n-i\kappa$, который обуславливает соотношение между поглощаемой и рассеиваемой частицами радиацией [7,11,12,45-49].

Как отмечено в [12], в обычных условиях в процессе распространения или введения частиц в атмосферу масса и состав последних трансформируется в результате коагуляционного и конденсационного роста, а также гетерогенных реакций. Коагуляция, конденсация и гетерогенные реакции формируют спектр размеров частиц, определяя вид функции распределения частиц по размерам [50-51]. Границы спектрального и углового диапазонов измерений индикатрисы рассеяния $\mu(\varphi, \lambda)$ определяют область размеров частиц, информация которых содержится в $\mu(\varphi, \lambda)$ [52]. Эти процессы вместе с процессами генерации обуславливают величину комплексного показателя преломления вещества аэрозольных частиц, размера и форму, т.е. определяют оптические свойства частиц [11].

Для определения действительной и мнимой частей показателя преломления пылевого аэрозоля используется несколько методов, которые можно условно разделить на две группы. К первой группе относятся методы определения n и κ по данным измерений оптических и радиационных характеристик аэрозоля в атмосфере с помощью решения обратных задач [53-56]. К второй группе - методы, основанные на анализе образцов пылевого аэрозоля. Эти методы, в свою очередь можно классифицировать следующим образом: методы моделирования - определения m путем моделирования по известным показателям преломления основных составляющих веществ [12,36, 37,57-63]; методы диффузного отражения: на основе теории Кубелки – Мунка [63-65]; метод Крамерса-Кронига [66-70]; методы диффузного пропускания [71-73].

Характерной особенностью методов первой группы является то, что они позволяют определить некоторое эффективное значение α пылевого аэрозоля, находящегося в реальной атмосфере. Так, в [56] описан метод определения α для атмосферной пыли по отношению к прямой и рассеянной солнечной радиации, достигающей поверхности Земли. Предполагается, что частицы сферические и распределение частиц по размерам точно известно, в частности, авторы [56] использовали распределение типа Юнге. Результат определения α также сильно зависит от выбора альbedo подстилающей поверхности. В несколько модифицированном виде этот метод применен в [74], где для Сахарского аэрозоля получены значения $\alpha=0.0029; 0.008; 0.018$ соответственно для $\lambda=0.61; 0.468; 0.375$ мкм в предположении, что $n=1.54$. Функция распределения частиц по размерам определялась экспериментально.

В [53, 56] не обсуждались вопросы, связанные с возможными ошибками определения α , в то время как эти методы в силу используемых допущений имеют существенные ограничения по точности восстановления поглощения. Анализ данных приведенных в [74] показали, что для пылевого аэрозоля значения α , полученные методом, используемым в [53] и методом диффузного отражения, который был использован авторами [74], находятся в хорошем согласии. Действительная часть показателя преломления в [74] определялась иммерсионным методом.

Методы второй группы лишены указанных недостатков, однако как отмечено в [49], они связаны с целым рядом технических трудностей, возникающих при их реализации. К тому же потенциальный недостаток таких измерений может заключаться в том, что при отборе и подготовке аэрозольных проб искажаются свойства самого вещества, влияющие на измеряемые оптические характеристики. Первый подход ко второй группе классификации, принятой выше, нашел свое развитие в [46,47,57]. Он основывается на предположении, что эффективный показатель преломления вещества можно смоделировать, рассматривая его как механическую смесь соединений, которая устанавливается из химического анализа аэрозольных проб. В частности, в [47] описана модель аэрозоля, химический состав которого в наибольшей степени соответствует составу проб, взятых в степных и пустынных зонах, значения α приведены для

относительной влажности 18-25%. Как показано в [47] для этой модели аридного аэрозоля увеличение доли свободной воды приводит к сглаживанию спектрального хода $n(\lambda)$ и $\alpha(\lambda)$; значения $n(\lambda)$ в видимой области понижаются от $n=1,65$ при относительной влажности $f=18\ldots 25\%$ до $n=1,382$ при $f=75\ldots 85\%$.

В большинстве работ для определений поглощения пылевого аэрозоля используются измеренные значение диффузного отражения R . Возможны различные подходы для получения n и, следовательно, α по R . В [63, 65, 74] широкое распространение получил подход, основан на теории Кубелки-Мунка. По этой теории не требуется никакой априорной операции о свойствах частиц исследуемого образца. Данные для α , полученные в этих работах, представлены в работе [49]. Единственным предложением является то, что аэрозольный образец представляет собой изотропную рассеивающую среду [75-76].

Другим подходом к определению m по измеренному отражению является метод Крамерса-Кронига. Он развит в [66,67] и основан на дисперсионных соотношениях Крамерса-Кронига.

Суть метода заключается в следующем: по измеренному спектру отражения $R(\nu)$ (ν - частота) вычисляется фазовый сдвиг $\Theta(\nu_0)$ с помощью дисперсионных соотношений

$$\Theta(\nu_0) = -\nu_0 / \pi \int_0^{\infty} \ln R(\nu) / (\nu^2 - \nu_0^2) d\nu \quad (1.1)$$

Это позволяет определить комплексный амплитудный коэффициент отражения

$$r(\nu_0) = R(\nu_0)^{0.5} \exp(i\Theta(\nu_0)) . \quad (1.2)$$

Затем используя формулы Френеля, определяется комплексный показатель преломления $m(\nu_0)$ и, следовательно, определяются оптические характеристики $n(\nu_0)$ и $\alpha(\nu_0)$.

Основная трудность применения этого метода была решена предложенным в [66] способом использования “привязочных” значений оптических характеристик в двух точках спектра.

Для определения оптических постоянных пылевого аэрозоля в ИК - области спектра, как правило, применяются методы диффузного пропускания. В основном эти методы различаются по способу приготовления образцов. Наиболее широкое

распространение получил метод таблетирования на KBr [47,71-73], по которому пылевой аэрозоль, смешанный с порошком KBr или другим галогенидом щелочного металла, прессуется в виде таблеток, существенными требованиями при таком подходе являются: ограничение на размер частиц исследуемого вещества ($r < \lambda$), близость показателя преломления галогенида щелочного металла к показателю преломления исследуемого вещества в области окна прозрачности.

Применение метода таблетирования на KBr к исследованию пылевого аэрозоля позволило получить, в [71-73] спектры α и n в ИК – области. Значение действительной части вычислялось по формулам Френеля по полученному спектру α . Несколько модифицированный вариант этого метода был использован для определения оптических постоянных образцов почв и пыли в [73]. Средние значения α по восьми различным видам пыли представлены в работе [49].

В сентябре 1989 года на территории Таджикистана был проведен комплексный советско-американский эксперимент по изучению подъема пыли, химических, микрофизических и оптических свойств пылевого аэрозоля и его влияния на локальные метеорологические условия и климат [18]. Эксперимент проходил в рамках советско-американского соглашения по охране окружающей среды, по плану VIII-й рабочей группы (проект 02.18.13 «Моделирования климата, потоки радиации и облака»).

Необходимость изучения аэрозоля почвенно-эрозионного происхождения следует из того, что этот тип аэрозоля считается важнейшим аэрозольным компонентом атмосферы и составляет по различным оценкам от 50 до 80% (по массе) полного количества аэрозоля [11,12,71]. Основными источниками аэрозоля являются пустыни, занимающие около 30% территории суши. Эксперименту по изучению пылевого аэрозоля и его влияния на потоки радиации посвящена работа [77], которая выполнена в пустыне Каракумы на базе Репетекского песчано-пустынного заповедника в 1970 г, где были получены важные данные о профилях потоков солнечной и тепловой радиации. Более детальные исследования оптических характеристик запыленной атмосферы были проведены в Глобальном аэрозольно-радиационном эксперименте (ГАРЭКС) в 1977 и 1979 г.г. [78].

Ученые США, Франции и ФРГ много усилий приложили изучению свойств пылевого аэрозоля пустыни Сахара [79]. В результате были получены важные

экспериментальные данные о химическом составе, оптических и радиационных свойствах пылевого аэрозоля. Однако для корректного учета аридного аэрозоля в задачах моделирования общей циркуляции атмосферы и климата, а также региональной погоды необходимы данные о свойствах аридного аэрозоля различных географических регионов земной поверхности.

В связи с этим одним из главных задач советско-американского эксперимента 1989 г являлось установление характерных особенностей химических и физических свойств пыли в зоне пустынь на юге Таджикистана, находящейся примерно 500 км восточнее Репетека. Исследовался район долины р.Кафирниган к югу от Душанбе (рис.1.3.). На юге Таджикистана к северу от р.Амударьи , в долине р. Кафирниган, ежегодно можно ожидать от 10 до 30 пыльных бурь. Пиковым сезоном является лето и начало осени. В летний период ветры дуют в основном вдоль долин рек (с юга). Областью проведения эксперимента была выбрана долина р. Кафирниган на трассе от р. Амударьи (граница с Афганистаном) до Душанбе. Как видно из рис.1.3., ширина долины реки в районе Амударьи составляет 25км, а в окрестностях Душанбе - около 5км. Пустынная область, в которой находится станция 1, представляет собой самую южную область долины площадью около 700км². [79].

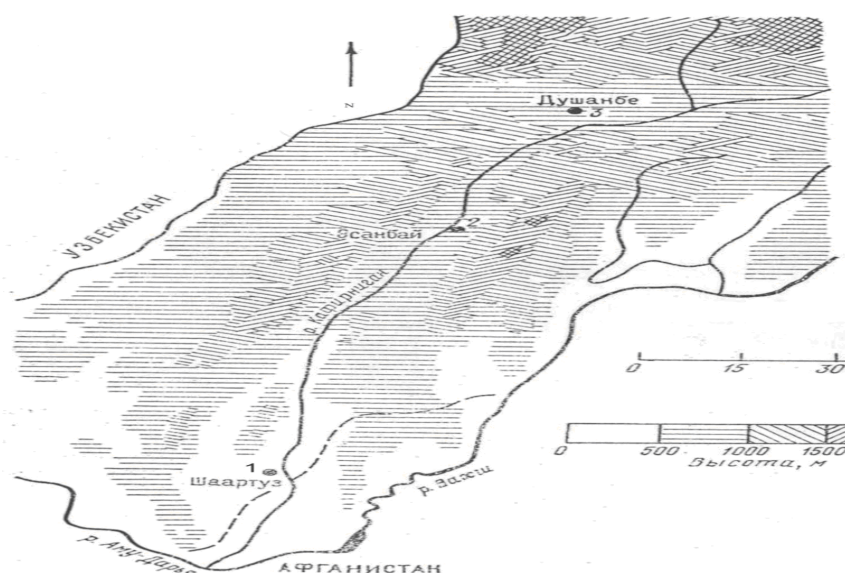


Рис. 1.3. Схема долины р. Кафирниган на юго-западе Таджикистана, 1,2,3,- наземные станции сбора данных: Шаартуз, Эсанбай, Душанбе, соответственно.

В работе [79] изложены цели и схема проведенных на юге Таджикистана осенью 1989 г. экспериментов по изучению характеристик пылевого аэрозоля и его влияния на потоки радиации и соответственно на локальные метеорологические условия и климат. Аэросиноптические условия в период проведения эксперимента описаны в [80]. Во время эксперимента проводилось спутниковое наблюдение [81] и самолетное зондирование [82]. Исследования по осаждению пыли показали, что поскольку в Шаартузе наблюдается от 10-30 ПБ в год, измеренное среднее годовое значение интенсивности осаждения пылевого аэрозоля составляло $206-617 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$.

Построена модель осаждения и переноса пустынной пыли для долины р. Кафирниган с использованием результатов изучения ПБ 16 и 20 сентября 1989г. на ст. Шаартуз [79]. В работе [83] дан анализ температуры в приземном слое воздуха в сентябре 1989 г., в период советско-американского эксперимента и показано, что происходит заметное похолодание воздуха под слоем ПМ. Получены экспериментальные зависимости уменьшения температуры и амплитуды ее суточных колебаний с уменьшением дальности видимости. В период эксперимента отмечено существенное увеличение оптической толщины во время ПБ [84].

В работе [84] описана аппаратура и методика для получения спектральных зависимостей оптической толщины пылевого аэрозоля в полулабораторных условиях. Приведены количественные соотношения $\tau_a(\lambda)$ в видимой и ИК диапазонах спектра в виде величины $K = \tau_a(\lambda_{0.55}) / \tau_a(\lambda_{10.2})$. Сопоставлены величины соотношения оптических толщин K с данными натурных измерений $\tau_a(\lambda)$, ранее полученными в морской и аридной зонах.

В работе [79] описаны результаты измерений характеристик атмосферного аэрозоля, суммарной и прямой солнечной радиации, коэффициента рассеяния под углом 45° и степень линейной поляризации под углом 90° . В [79] также отмечено, что в условиях высокой прозрачности атмосферы основными компонентами аэрозольного вещества являются сульфат аммония, сажа и нитраты, в условиях ПБ - карбонаты и силикаты почвенного происхождения. В [79] рассмотрены морфологические, структурные и химические особенности, а также характерные особенности дисперсного состава аридного аэрозоля.

В [79] отмечено, что в интервале размеров 1-10 мкм распределение частиц в ПБ логнормальное. И область источника пыли богата кварцем и щелочными элементами. Исследованию химического и морфологического особенностей аэрозолей по результатам определения элементного состава и микроструктуры аэрозоля посвящена работа [85]. При изучении микроструктуры аэрозоля ПМ и городской дымки в Душанбе в работе [79] рассмотрена проблема восстановления частиц атмосферного аэрозоля по данным измерений индикатрис яркости солнечного ореола. В условиях ПМ на фоне очень широкого распределения формируется отдельная мода в области 3 мкм, отмеченная в [79].

Микрофизические исследования проведенные в работе [79] показали, что в аридной зоне Шаартуза функция распределения частиц по размерам в диапазоне 0.1-2 мкм - может быть аппроксимирована распределением Юнга, а в диапазоне 2-20 мкм - логнормальным распределением. В [79] приведены результаты измерения оптической толщины атмосферного аэрозоля, полученные с помощью советских и американских приборов. В [79] сопоставлены эмпирические данные о влиянии растительности в пустыне на ее эродирующую способность, полученные в США и Таджикистане, а также в модельных экспериментах в аэродинамических трубах.

В [79] сделан вывод о том, что метеорологическая станция имени Н.Н.Горбунова, расположенная вблизи ледника Федченко, является вполне пригодной для организации континентальной обсерватории атмосферного мониторинга и аналогична американской тихоокеанской фоновой обсерватории в Мауна-Лоа на Гавайских островах.

1.4. Оптические и микрофизические характеристики атмосферного аэрозоля.

Атмосферный аэрозоль, наряду с парниковыми газами и облачностью, играет важную роль в формировании радиационно-климатических процессах. Исследование широкого спектра физических свойств и химического состава атмосферного аэрозоля позволяет прогнозировать возможные изменения климата, имеющие опасные и долговременные экологические последствия. Изменение прозрачности атмосферы существенно влияет на интенсивность солнечного

излучения как приходящего к земной поверхности, так и уходящего от нее. Аэрозольное поглощение атмосферы сильно меняется в зависимости от географического положения, метеорологических факторов, характера подстилающей поверхности, а также от различных природных и антропогенных источников поступления аэрозоля в атмосферу. В связи с этим важную роль играет систематическое и комплексное экспериментальное исследование оптических и микрофизических характеристик аэрозольного загрязнения атмосферы. Различным аспектам исследования атмосферного аэрозоля посвящены работы [86-116]. В [87] обсуждаются результаты измерений спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ в диапазоне длин волн $\lambda=0.44-11.5\text{мкм}$, проведенных в дымках аридной зоны Казахстана в 1984-1988гг., а также приведены статистические характеристики коэффициентов $\alpha(\lambda)$ и метеопараметров атмосферы для трех сезонов года (весна, лето, осень). Обнаружена сезонная трансформация спектров $\alpha(\lambda)$ и дана ее физическая интерпретация. На основе массива оптико-метеорологических параметров атмосферы аридного района в [88] выполнен анализ суточной изменчивости коэффициентов аэрозольного ослабления в видимом и ИК - диапазонах длин волн для тех же трех сезонов года. Выявлено, что в дымках весны и осени наиболее выраженная изменчивость коэффициентов аэрозольного ослабления в суточном цикле отмечается только в видимом диапазоне длин волн, а в летних дымках во всем диапазоне длин волн от 0.44 до 4 мкм. Обсуждаются физические механизмы, формирующие суточную изменчивость аэрозольного ослабления в условиях аридного района. Анализ архивных данных по измерению спектральной прозрачности атмосферы и направленных коэффициентов светорассеяния в Юго-Восточном Казахстане описан в [89]. На основе решения уравнения переноса излучения для предлагаемой радиационной модели атмосферы рассмотрена суточная изменчивость аэрозольной оптической толщи. Выделены три основные группы данных, соответствующие устойчивости оптических параметров атмосферы, постепенному увеличению мутности с уменьшением атмосферной массы и скачкообразным вариациям аэрозольной оптической толщи. При анализе наблюдательных данных авторы учитывают эффекты поглощения света, многократного рассеяния и отражения радиации от подстилающей поверхности. В [90] описывается методика выделения аэрозольной

индикатрисы рассеяния из абсолютной индикатрисы яркости, измеренной в солнечном альмукантарате при полном отсутствии облаков на небосводе. Предложенная методика апробирована на архивных данных, полученных в полупустынном районе на юго-востоке Казахстана в видимом диапазоне спектра. Приводятся результаты расчетов направленных аэрозольных коэффициентов светорассеяния и соответствующие им типичные функции распределения частиц аэрозоля по размерам. Показана аналогия этих функций с данными для станции сети наземного мониторинга Solar Village в Саудовской Аравии. На основе данных комплексного эксперимента, включающего в себе спектральные измерения прозрачности атмосферы в диапазоне длин волн $\Delta\lambda = 0.44 \div 1.06$ мкм на наклонной и приземной трассах и измерения турбулентного потока тепла, в [91] предпринята попытка физической интерпретации формирования дневного хода аэрозольной оптической толщи атмосферы в инфракрасном диапазоне длин волн. В упомянутой работе объясняется эффект послеполуденного спада аэрозольной оптической толщи атмосферы и обсуждается роль аэрозолей природного и антропогенного происхождения в климатических процессах. Показано, что в существующих работах по моделированию климата учет аэрозольного воздействия на климат выполнен некорректно, в первую очередь, из-за недостаточности сведений о процессах ее генерации и физико-химических свойствах аэрозолей. Рассмотрены структурные параметры стратосферных и антропогенных аэрозолей, их морфологическая структура и состав, временная изменчивость и тренды, влияние аэрозолей на радиационный режим атмосферы и, следовательно, на климат Земли. Делается целый ряд выводов о роли различных физических и физико-химических аэрозольных процессов на эволюцию их микроструктуры в атмосфере, и в частности особое внимание уделяется вулканическим и стратосферным аэрозолям, перистым облакам. Отмечено отсутствие простых и эффективных методов получения всех характеристик, требуемых для моделирования аэрозольных процессов и структур. В [92] обсуждаются характеристики пространственно-временной изменчивости аэрозольной оптической толщи (АОТ) и влагосодержания атмосферы в Дальневосточном регионе по данным многолетних наземных (AERONET) и спутниковых (MODIS) наблюдений. Отмечается, что сезонная изменчивость аэрозольного замутнения в районе Уссурийска качественно

аналогична изменчивости в других районах умеренных широт, но отличается большими значениями АОТ и амплитудой годового хода. Максимальные значения $\tau(0.50\text{ мкм})=0.38$ наблюдаются в мае. В пространственном распределении прослеживается увеличение замутнения с северо-запада на юго-восток: среднегодовое значение АОТ (0.55 мкм) в Забайкалье составляет 0.14, в Приморье – 0.2, над Японским морем – 0.3, в Восточном Китае – 0.39, над Охотским морем – 0.23. В [93] на основе результатов многолетних измерений аэрозольной оптической толщи атмосферы в типичном районе Сибири (Томск) проанализирована ее взаимосвязь с различными синоптическими факторами и средние спектральные зависимости АОТ для двух типов (континентальный умеренный и арктический) воздушных масс и различных барических образований. Оценивается влияние на АОТ балла облачности и выпадения осадков. Обсуждаются результаты анализа АОТ и общего влагосодержания атмосферы для ряда пунктов наблюдений (станции сети AERONET - Томск, Екатеринбург, Иркутск, Якутск, Уссурийск). Выявлены и сопоставлены особенности синоптических квазипериодических вариаций в различных пунктах измерения. Результаты исследований АОТ атмосферы в Дальневосточном регионе, проведенные в августе 2010 г. с использованием солнечных фотометров и спутниковых данных (MODIS) обсуждаются в [94], где показано, что аэрозольное замутнение в Приморье (Владивосток, Уссурийск) изменяется согласованно и различие данных невелико, а АОТ атмосферы над Охотским морем в среднем в 2 раза ниже. Показано, что показатель селективности Ангстрема в Приморье и Охотском море имеет близкие значения - промежуточные между чисто морским и континентальным аэрозоле, АОТ атмосферы с удалением в северо-восточном направлении от Владивостока уменьшается.

Используя результаты многолетних измерений спектральной прозрачности атмосферы в диапазоне 0.37-4 мкм в [95] изучены закономерности дневного изменения характеристик АОТ и влагосодержания атмосферы в г.Томске, что позволило авторам определить количественные характеристики среднего дневного хода спектральных АОТ и параметров Ангстрема для различных атмосферных условий (сезоны, воздушные массы) и предложить эмпирическую модель дневного хода АОТ атмосферы, которая основана на использовании среднедневных

значений параметров Ангстрема. Обсуждается влияние дневной изменчивости АОТ на мгновенные и среднесуточные значения радиационного форсинга аэрозоля на подстилающей поверхности и верхней границе атмосферы. Анализ радиационных эффектов аэрозоля выполнен с учетом средней дневной изменчивости АОТ, а также конкретной ситуации, характеризующейся относительно большим изменением АОТ в течение дня. Обсуждение результатов комплексного аэрозольного эксперимента, проведенного весной 2009 г. параллельно в двух районах - вблизи Уссурийска и в Японском море с борта парусного учебного судна "Надежда" описано в [96], где для измерения АОТ и влагосодержания атмосферы использовались многоволновые солнечные фотометры, работающие в диапазоне спектра 0.34-2.14 мкм. Определенные, средние значения АОТ атмосферы в области 0.5 мкм составили в Приморье 0.46, а в Японском море 0.35. Очевидно, что повышенная мутность атмосферы обусловлена выносами континентального аэрозоля различного типа (дымового, антропогенного, пылевого) из соседних регионов. В этой связи приводятся характерные вертикальные профили аэрозольно - молекулярного рассеяния для случаев адвекции воздушных масс из аридных районов Юго-Восточной Азии и бореальной зоны Сибири, а также связь между пылевой активностью в пустыне Такла-Макан и светорассеивающими характеристиками аэрозольных слоев в области тропопаузы. Авторы [97] проводили анализ вариаций аэрозольной оптической толщи атмосферы в г. Улан-Удэ по результатам четырехлетних наблюдений (2006-2009 гг.) с помощью солнечного фотометра SP-7, где интерпретированы сезонные особенности спектральных зависимостей АОТ и общего влагосодержания атмосферы.

Теоретические и экспериментальные основы измерения **сажевого аэрозоля** заложены в работах [98-105].

В [102] приведены результаты одновременных аэрозольных измерений, выполненных весной 2009 г. в двух районах - вблизи г. Уссурийска (43,7с.ш., 132,2в.д.) и в Японском море с борта парусного учебного судна "Надежда". Авторы [102] для измерений массовых концентраций аэрозоля, сажи и распределения частиц по размерам использовали нефелометры типа ФАН, аэталометры и фотоэлектрические счетчики частиц АЗ-5 и GRIMM. В работе [103] на основе

результатов измерений, полученных на аэрозольной станции ИОА СО РАН (г. Томск) в 1997 - 2008 гг., проанализированы особенности сезонной изменчивости суточных ходов массовых концентраций сухой основы субмикронного аэрозоля и сажи в приземном слое. Установлено, что форма суточных ходов аэрозоля и сажи одинакова для всех сезонов года и содержит утренний и вечерний максимумы, ночной и дневной минимумы. Максимумы в суточном ходе концентрации аэрозоля сближаются в зимние и раздвигаются в летние периоды. Устойчивость формы суточного хода сажи в различные сезоны года является показателем устойчивой суточной динамики коэффициента аэрозольного поглощения в видимой области спектра. Некоторые отличия суточных ходов концентраций аэрозоля и сажи позволяют сделать предположение о присутствии сажи в виде смеси. В безоблачной атмосфере отчетливо проявляются все экстремумы суточных ходов аэрозоля и сажи, однако в сплошной облачности суточные ходы сглаживаются. При этом утренний максимум аэрозоля становится статистически не значимым в различные сезоны года.

Различным аспектам исследования **аэрозоля приземного слоя** посвящены работы [104-117]. В [104] представлены результаты измерения концентрации сажевого аэрозоля с помощью вагона-лаборатории в семи экспедициях TROICA (Trans-Siberian Observations into the Chemistry of the Atmosphere) вдоль Транссибирской магистрали для всех сезонов года и по маршруту Москва-Мурманск-Кисловодск-Мурманск в весенне-летний период. Для сельской местности концентрация сажи была наиболее низкой летом 1999 г. ($0.1-1.0 \text{ мкг/м}^3$), а самой высокой - осенью 2005 г. за счет дыма торфяных пожаров в европейской части России и горящей травы вдоль азиатской части трассы железной дороги ($0.6-5.6 \text{ мкг/м}^3$). В [108] представлены результаты исследований характеристик **приводного аэрозоля** по маршруту 29-го рейса НИС «Рифт», осенью 2008 г. в секторе Астрахань–Дербент–Актау. Определялись: аэрозольная оптическая толщина в области спектра $0.3-2.14 \text{ мкм}$ и общее влагосодержание атмосферы; **счетная** концентрация частиц Na (см^{-3}) и распределение частиц аэрозоля по размерам в диапазоне от 0.4 до 10 мкм по диаметру; массовая концентрация субмикронного аэрозоля M_a (мкг/м^3) и массовая концентрация микрокристаллического углерода («сажи») M_c (мкг/м^3); химический ионный состав растворимой части аэрозоля и

газовых примесей: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , NO_3^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , SO_2 , NO_2 , HNO_3 , NH_3 .

Атмосферный аэрозоль, наряду с парниковыми газами и облачностью, играет важную роль в радиационно-климатических процессах [86-117]. В настоящее время наиболее развитой системой, с точки зрения автоматизации измерений, оперативности получения данных и глобального охвата, высокой информативностью является сеть аэрозольных наблюдений AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) [118-142]. Благодаря применению современных методов решения обратных задач [118-121], кроме АОТ и влагосодержания атмосферы восстанавливаются микроструктура аэрозоля, показатель преломления, индикатриса рассеяния, фактор асимметрии и альбедо однократного рассеяния (АОР) аэрозоля. Применение специальных алгоритмов фильтрации – «cloud screening» [121] позволяет исключить ситуации плотной нижней облачности, но оказывается не эффективным для случаев однородной и тонкой перистой облачности [122]. Естественным следствием последнего фактора является искажение статистических данных АОТ атмосферы и ошибки при интерпретации.

Для всей толщи атмосферы (по данным солнечных фотометров) оптические и радиационные свойства аэрозоля в дымовых ситуациях анализировались в работах [118-198] для Канады, Арктического региона, Южной Америки, Южной Африки и Сибири [86-117]. Регулярные измерения прозрачности атмосферы в различных регионах планеты играют важную роль для уточнения количественных характеристик климатического взаимодействия аэрозоля и их изменения на современном этапе. Вместе с тем все наблюдательные данные об АОТ атмосферы получены в относительно узком спектральном диапазоне 0.34-1 мкм, где влияние аэрозоля на радиационные процессы более значимо по сравнению с молекулярным поглощением.

Высотный диапазон переноса и свойства аридного аэрозоля во многом зависят как от источника пылевых выносов, так и от совокупности атмосферных процессов, обеспечивающих дальний перенос аэрозоля и трансформацию его характеристик. Считается, что трансконтинентальный перенос пыли из пустыни Такла-Макан происходит под тропопаузным слоем (~10км) [143,144], а на уровне

5 км – из пустыни Гоби (Китай). Над Японией азиатский пылевой аэрозоль наблюдается в широком диапазоне высот от 6 до 10 км [145,146]. Достаточно часто пылевой аэрозоль регистрируется в форме перистой облачности [147], доставляемой в эти районы системой зональных ветров, включая струйные течения.

Среди аридных районов Китая и Монголии по способности к генерации пылевых выносов для дальнего переноса выделяется пустыня Такла-Макан. Орография местности Такла-Макан способствует поднятию пыли до уровня свободной тропосферы даже при слабом ветре [148,149]. Оценки показывают, что распространение пыли из пустыне Такла-Макан оказывает глобальное влияние на климат, воздействуя на радиационный баланс и морские экосистемы всей планеты [150].

1.5. Мониторинг парниковых газов в атмосфере

Еще в 1827 году французский физик Жозеф Фурье предположил, что атмосфера земли выполняет функцию своего рода стекла в теплице: воздух пропускает солнечное тепло, не давая ему при этом испариться обратно в космос. Этот эффект достигается благодаря некоторым атмосферным газам второстепенного значения, каковыми являются, например, водяные испарения и углекислый газ. Они пропускают видимый и «ближний» инфракрасный свет, излучаемый солнцем, но поглощают «далекое» инфракрасное излучение, имеющее более низкую частоту и образующееся при нагревании земной поверхности солнечными лучами. Если бы этого не происходило, Земля была бы примерно на 30 градусов холоднее, чем сейчас, и жизнь бы на ней практически замерла. Исходя из того, что «естественный» парниковый эффект - это устоявшийся, сбалансированный процесс, вполне логично предположить, что увеличение концентрации «парниковых» газов в атмосфере должно привести к усилению парникового эффекта, который в свою очередь приведет к глобальному потеплению климата. Количество CO_2 в атмосфере неуклонно растет вот уже более века из-за того, что в качестве источника энергии стали широко применяться различные виды ископаемого топлива (уголь и нефть). Кроме того, как результат человеческой деятельности в атмосферу попадают и другие парниковые газы, например метан, закись азота и целый ряд хлоросодержащих веществ. Несмотря на то, что они производятся в меньших объемах, некоторые из этих газов куда более

опасны с точки зрения глобального потепления, чем углекислый газ. Сегодня уже мало кто из ученых, занимающихся этой проблемой, оспаривает тот факт, что деятельность человека приводит к повышению концентрации парниковых газов в атмосфере. По мнению межправительственной комиссии по изменению климата, «увеличение концентрации парниковых газов приведет к разогреву нижних слоев атмосферы и поверхности земли. Любое изменение в способности Земли отражать и поглощать тепло, в том числе вызванное увеличением содержания в атмосфере парниковых газов и аэрозолей, приведет к изменению температуры атмосферы и мировых океанов и нарушит устойчивые типы циркуляции и погоды»[34-39].

В [151] приводятся описание созданной в результате международной кооперации многоуровневой системы мониторинга парниковых и окисляющих атмосферу компонентов, также первые результаты, полученные к настоящему времени. Описание сети для мониторинга CO, CO₂, NO, NO₂, SO₂, O₃, дисперсного состава аэрозоля и метеорологических величин проведена в [152], а основные методические вопросы проведения комплексных экспериментов по изучению процессов газообмена между атмосферой и водной поверхностью Байкала изложены в [153]. В работе [154] проводится исследование суточного и годового ходов концентрации углекислого газа CO₂ и метана CH₄, их пространственного распределения по данным сети постов, созданных на территории Западной Сибири. В [155] по результатам многолетнего (1997–2007гг.) самолетного зондирования исследуется вертикальное распределение трех наиболее важных парниковых газов CO₂, CH₄ и N₂O над югом Западной Сибири. В рамках исследования проблемы наблюдающегося в современный период увеличения содержания углекислого газа, в атмосфере - важным представляется анализ механизмов, определяющих направление и интенсивность потоков CO₂ в системе "атмосфера - вода" [156], где анализируются сезонные особенности процесса газообмена углекислого газа в литорали Южного Байкала, полученные в весенний период.

Исследованию различных аспектов приземного озона посвящены многочисленные работы (см., например [157-167]). Усиление внимания в мире к наблюдениям приземного озона связано со следующими основными факторами [162]: 1) приземный озон является токсичным загрязнителем атмосферы, концентрация которого нередко превышает предельно допустимую; 2) озон играет

ключевую роль в химических и фотохимических процессах в тропосфере, обуславливая ее окислительную способность; 3) наблюдаются общие тенденции роста тропосферного и приземного озона и эпизоды резкого повышения содержания приземного озона в обширных континентальных районах Северного полушария; 4) появились сравнительно недорогие, высокоточные и автономные средства измерения приземного озона. В России и его пограничных государствах длительные регулярные наблюдения приземного отношения смеси озона проводятся в Грузии - с 1973 г. [157,158], в Томске в ИОА СО РАН - с 1991 г. [159], на Кисловодской станции ИФА РАН - с 1989 г. [160], в Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО) Росгидромета (г. Долгопрудный) - с 1991 г. [161], и в пос. Ловозеро на базе ПГИ КНЦ РАН - с 1999 г. в Литве на побережье Балтийского моря - с 1980 г. [162]. В работах [163-165] детально исследовался тропосферный озон в Томске в ИОА СО РАН. Предельно допустимые концентрации (ПДК) озона составляют: - для жилых зон 30 мкг/м^3 (среднее за сутки) и для промышленных зон - не более 100 мкг/м^3 . В странах Европейского Союза принят стандарт 110 мкг/м^3 за 8 ч светлого времени суток [165].

ГЛАВА II. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ИЗМЕРЕНИЯ ОПТИЧЕСКИХ И МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ И ОБРАЗЦОВ ПОЧВ

Как известно, в 60-х и 70-х годах прошлого века с целью термического зондирования атмосферы и поверхности океана со спутников выполнялся большой цикл теоретических и экспериментальных работ по исследованию континуального ослабления видимого и ИК - излучения в области “окна прозрачности” атмосферы 8-13 мкм. Были получены весьма интересные результаты по выявлению природы континуального ослабления излучения, а также соотношения вкладов в это ослабление от газовых и аэрозольных составляющих атмосферы. С другой стороны в начале 80-х годов возникла необходимость изучения климатообразующей роли облачности, дыма и пыли при глобальном распределении последних в атмосфере. В этой связи были созданы аппаратные комплексы, использованные для решения указанной выше задачи. В 1985-1987 г.г. были проведен цикл комплексных исследований дымового аэрозоля в полулабораторных условиях на базе аппаратного комплекса Звенигородской оптической площадки Института физики атмосферы РАН (ИФА РАН) Результаты которых в частности опубликованы в [21-25].

Необходимость проведения комплексных исследований требует создания стационарных оптических установок, позволяющих определить оптические параметры атмосферы в естественных условиях. По существу такие установки были созданы на экспериментальной базе ГГО им. Войково (Санкт-Петербург) [168], ГИПО (г. Казань) [169], Институте оптики атмосферы СО РАН (г. Томск) [170]. На Звенигородской научной станции ИФА РАН впервые создана экспериментальная основа для комплексных исследований оптических свойств приземного слоя атмосферы [15]. Этот комплекс было затем модернизирован стационарными установками для исследования наклонной прозрачности атмосферы [171,172], для исследования спектрального пропускания атмосферы над морем была создана установка, с помощью которой проводились измерения на наклонных атмосферных трассах в спектральном диапазоне 2-15 мкм с борта судна [173,174] в акваториях Тихого океана.

Для исследования оптических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля была создана комплексная экспериментальная установка [175], которая включает в себя оптическую систему на базе спектрофотометров работающих на УФ, видимой и ИК области спектра, аппаратуру для измерения массовой концентрации аэрозоля, фотоэлектрического аэрозольного нефелометра (ФАН), аэрозольного счетчика частиц, многокаскадного импактора, актинометрического комплекса, лазерного флуориметра, фотоакустического спектрометра и калориметра “Спектротон”.

2.1. Оптические методы измерения спектров пропускания пылевого аэрозоля

Общая схема оптической установки для определения спектрального пропускания аэрозоля показана на рис.2.1. По основным параметрам она подобна той, которая использовалась для исследований спектрального пропускания дымового аэрозоля и перистых облаков [19,171,174]. В качестве источника излучения в установке используется лампа ДКСШ (1), расположенная на фокусе сферического зеркала (2) диаметром $d=350$ мм и фокусным расстоянием $f=400$ мм. Для определения величины P_λ в определенных участках спектра использовались монохроматор двойного разложения ДМР-4 (13), однотипный монохроматор МДР-2 (14 и 15), двулучевой ИК - спектрофотометр IR-75 (12) настроенные, соответственно, на длины волн излучение $\lambda=0.37;0.55;1.0;10.2$ мкм.

Световой поток от источника через зеркало (2) направлялся в аэрозольную камеру (на рис.2.1. не указано), внутри которой располагалось отражающее плоское зеркало диаметром $d=500$ мм. Отраженный световой поток при помощи системы зеркал и линз (3-11) направлялся на входные щели спектральных

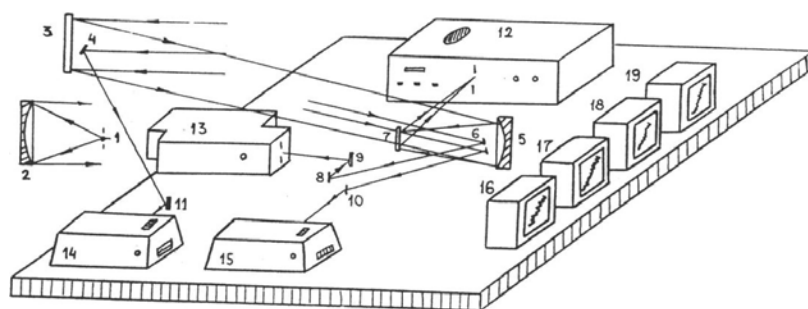


Рис.2.1. Общая схема экспериментальной установки для регистрации спектров в оптическом диапазоне

приборов, на выходных щелях которых были смонтированы соответствующие приемники излучения. Относительные значения интенсивности светового потока регистрировались синхронно на четырех электронных потенциометрах типа КСП-4 (16-19). Время пробега пером всей шкалы потенциометров устанавливалось примерно одинаковым 0-5 сек. Величины I_λ регистрировались со спектральными разрешениями, $\Delta\lambda = 5\text{Å}$ вблизи $\lambda = 0.37\text{ мкм}$, $\Delta\lambda = 3\text{ Å}$ вблизи $\lambda = 0.55\text{ мкм}$, $\Delta\lambda = 5\text{ Å}$ вблизи $\lambda = 1.0\text{ мкм}$ и $\Delta\lambda = 0.4\text{ Å}$ вблизи $\lambda = 10.2\text{ мкм}$.

Для исследования оптических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля нами была создана аэрозольная камера. Аэрозольная камера представляла собой плотно закрываемое помещение (с боковыми окнами) объемом около 60 м^3 , (длина-8 м, ширина-3 м, высота-2.5 м); расстояние между входным люком камеры и отражающим зеркалом составляло 7.2 м (длина двойной пути света в камере $L=15.2\text{ м}$). Камера располагалась на расстоянии около 20м от комплексной оптической установки. Для наполнения камеры аэрозолем или удаления последнего из нее использовался мощный компрессор, расположенный рядом с камерой.

Величина P_λ и оптическая толщина пылевого аэрозоля τ_λ определялись из соотношений:

$$P_\lambda = I_\lambda / I_\lambda^0, \quad \tau_\lambda = -\ln(P_\lambda) \quad (2.1)$$

где I_λ^0, I_λ - регистрируемые на установке относительные значения интенсивности светового потока соответственно до и после наполнения камеры аэрозолем. Для определения P_λ и ее изменения во времени, величины I_λ^0, I_λ регистрировались при полном удалении аэрозоля из камеры, а затем с помощью компрессора выбранный образец пыли вместе с воздухом нагнетался в камеру до достижения в ней желаемой концентрации пылевого аэрозоля. Величину I_λ для одного и того же образца можно было измерять несколько раз, поднимая пыль, осевшую на полиэтиленовую пленку на внутреннюю поверхность камеры, с помощью отдельного пылесоса. После равномерного перемешивания аэрозоля в камере ее сетевой люк открывался и на установке синхронно регистрировались величины I_λ в указанных выше участках спектра до достижения значений, близких к I_λ^0 , т.е. до практически полного удаления или оседания аэрозоля в камере. Погрешность

определение P_λ составляло $\sim 5\%$ вблизи $\lambda = 0.37; 0.55; 1.0$ мкм и $\sim 10\%$ при $\lambda = 10.2$ мкм.

Для определения оптической толщины τ_λ были собраны образцы пыли в различных пунктах, расположенных вблизи базовых наблюдательных площадок. Измерение P_λ сопровождалось синхронным измерением массовой концентрации пылевого аэрозоля, коэффициента аэрозольного ослабления, функции распределения частиц по размерам, а также осаждением проб аэрозольных частиц на подложки из Ge при помощи пятикаскадного импактора.

2.2. Методы исследования микрофизических свойств пылевого аэрозоля:

2.2.1. Определение массовой концентрации пылевого аэрозоля

В период проведения эксперимента, как уже отмечалось выше, проводилось измерение средних значений массовой концентрации пылевого аэрозоля, в г/м^3 . Устройство для отбора проб с целью измерения массовой концентрации состояло из аспиратора для отбора проб воздуха, модели 822 обеспечивающей прокачку воздуха 20л в минуту, регулятора расхода воздуха и системы фильтра держателя. Пробы отбирались на предварительно взвешенные аналитические фильтры АФА-ХА-20 или АФА-8-18 и вторично уже фильтры с аэрозолем взвешивались на аналитических весах и определялась масса осажденного аэрозоля. Измерение проводились как в аэрозольной камере, так и в атмосфере (в обычной атмосфере и в период пылевой мглы 15 октября 1990 г). Среднее значение массовой концентрации аэрозоля C в г/м^3 , вычислялось по формуле:

$$C = m/tv \quad (2.2)$$

где m -масса аэрозоля, гр.; t - время отбора пробы, сек; v - объемная скорость прокачки ($\text{м}^3/\text{с}$). Так определялась временная зависимость средних значений массовой концентрации пылевого аэрозоля во всех сериях эксперимента.

2.2.2. Определение коэффициента аэрозольного рассеяния

Для измерения рассеивающих свойств пылевого аэрозоля использовался фотоэлектрический аэрозольный нефелометр (ФАН). Прибор ФАН позволяет измерять поляризацию света, рассеянного аэрозольными частицами под углом 90° к направлению освещающего пучка света, в синей, зеленой и красной областях

спектра (0.42; 0.55 и 0.68 мкм), а также измерение коэффициента направленного светорассеяния аэрозолем под углом 45° .

Общая схема экспериментальной установки показана на рис.2.2. Экспериментальная установка состоит из фотометра (7), аэрозольных фильтров (3,4), ротаметров для измерения расходов в канале чистого воздуха и аэрозоля (5,6 соответственно), самописца КСП-4 (8) и регулирующих винтов (1,2).

Принцип действия ФАН основан на линейном преобразовании светового потока, рассеянного аэрозольными частицами, в электрический ток.

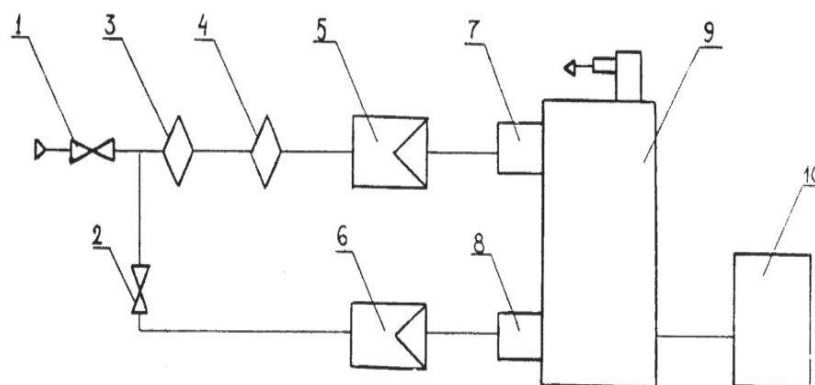


Рис. 2.2. Блок-схема нефелометра

Аэрозоль, направляемый через камеру фотометра в виде струи, концентрично ограниченной потоком чистого воздуха, освещается осветителем. Световой поток, рассеянный освещенным объемом аэрозоля в некотором телесном угле поступает на фотоприемник. Фотоприемник преобразует световой сигнал в электрический ток, который усиливается и регистрируется на самописце КСП-4. Для обеспечения широкого диапазона измерений при неизменной чувствительности фотоэлектрических схем, рассеянный световой поток ослабляется калиброванными неизбирательными поглотителями. В фотометре используется однолучевая оптическая схема фотоэлектрического измерения светового потока, рассеянного аэрозолем под двумя различными углами. Измерения фотоэлектрическим аэрозольным нефелометром в основном, проводились под углом 45° где независимо от природы центров рассеяния индикатриса рассеяния является слабо изменяющейся величиной[176]:

$$X(\gamma) = \rho(\gamma) / \sigma \quad (2.3)$$

где $\rho(\gamma)$ – абсолютное угловое распределение рассеянного излучения,

σ -показатель рассеяния.

С помощью фотометра сравнивают световой поток рассеянный аэрозолем с исходным. Показатель рассеяния для чистого воздуха:

$$\sigma_{\text{в}} \rho_{\text{в}}(\gamma) / X(\gamma) \quad (2.4)$$

для рассеянного аэрозоля:

$$\sigma_a = \rho_{\text{аэп}}(\gamma) / X(\gamma) \quad (2.5)$$

Учитывая, что для чистого воздуха при угле 45° индикатриса рассеяния

$$X_{\text{в}}(\gamma) = X_{\text{в}}(45^\circ) = (3/4)(1 + \cos^2 \gamma) = 1.13 \quad (2.6)$$

а для аэрозольного в среднем

$$X_{\text{аэп}}(\gamma) = X_{\text{аэп}}(45^\circ) = 1.51 \quad 0.22 \leq S_m \leq 220 \text{ км}.$$

поэтому отношения

$$\sigma_{\text{аэп}} / \sigma_{\text{в}} = \rho_{\text{аэп}}(\gamma) X_{\text{в}}(\gamma) / \rho_{\text{в}}(\gamma) / X_{\text{аэп}}(\gamma) = 0.748 I_{\text{аэп}}(\gamma) / I_{\text{в}}(\lambda). \quad (2.7)$$

При $\lambda = 0,55$ мкм для чистого воздуха (Рэлеевское рассеяние) рассчитано:

$\sigma_{\text{рэл}} = 1.032 \times 10^{-2} \text{ км}^{-1}$. Поэтому показатель рассеяния для аэрозоля

$$\sigma_{\text{аэп}} = (k \times 0.7723 \times 10^{-2}) I^{\text{аэп}}(45^\circ) / I^{\text{в}}(45^\circ), \quad \text{км}^{-1} \quad (2.8)$$

Где k - калибровочный коэффициент, изменяющийся в зависимости от условия наблюдения. В период САПЕКС- 1989 г ФАН был калиброван с нефелометром модели 2550 “Meteorology Research” [79].

2.2.3. Исследование функции распределения частиц по размерам

Знание распределения частиц по размерам является чрезвычайно важным в ряде задач геофизики, астрофизики, биологии, техники и др. Это обусловлено тем, что частицы при ничтожной общей массе имеют гигантскую разветвленную поверхность и вносят огромный вклад в свойства дисперсных сред. Например, в атмосфере малые дисперсные частицы определяют кинетику, фазу образования, перенос радиоактивности, оптические свойства и др.

Существует различные методы определения распределения по размерам частиц, взвешенных в среде - метод под микроскопом, седиментационный метод, оптические методы и др.

Для определения распределения частиц по размерам в настоящей работе использован стандартный оптический счетчик аэрозольных частиц, который был,

подвергнут существенным модификациям. Особенностью данного оптического аэрозоля счетчика частиц заключается в том, что использован 16-канальный дифференциальный анализатор импульсов, уменьшены паразитные засветки и для увеличения разрешающей способности, вместо круглых диафрагм использованы щелевые диафрагмы. Аэрозольный счетчик частиц позволяет определить функцию распределения частиц по размерам в пределах 0.6-3.6 мкм.

Во время проведения эксперимента синхронно проводилось измерение функции распределения частиц вида $1g N$ от d (где N -число частиц по каналам, d -диаметр частиц) для всех исследованных проб пылевого аэрозоля. Получены также реальные зависимости $1g N$ от d для различных погодных условий г. Душанбе на наблюдательной площадке института (полигон ФТИ им. С. У. Умарова АН РТ).

2.2.4. Многокаскадный импактор для исследования аэрозолей

В настоящее время в связи с интенсивным развитием промышленности и влиянием человека на природную среду актуальным является вопрос исследования основных характеристик фоновое аэрозоля в различных климатических и географических районах земного шара.

Участия аэрозоля в процессах радиационного теплообмена в атмосфере и, следовательно, его влияния на климат и погоду, в основном определяется спектральными характеристиками поглощения аэрозоля, с другой стороны эти характеристики прямым образом связаны с молекулярным составом аэрозоля [48].

Обзор теоретических исследований импакторов приведен в работах [177], экспериментальные исследования и сравнение параметров импакторов различных типов приводятся в [178]. В работах [179-180] подробно описаны особенности виртуальных импакторов. Вопросы, связанные с механикой аэрозолей, подробно обсуждены в обзорах [180-184].

В [185-186] предложен метод для получения равномерного по толщине слоя осадков. Равномерное осаждение на пластине импактора достигается особым расположением большого числа отверстий, предварительно рассчитанных радиальными расстояниями от центра вращающейся плоскости осаждения. Равномерное осаждение имеет ряд важных преимуществ, одним из которых является, то что в обычных импакторах частицы осаждаются в виде

локализованных пятен на пластине импакции (рис.2.3.). Увеличение высоты осадков приводит к тому, что пластина импактора уже не будет плоской и частицы могут отскакивать от образующихся бугорков (эффект сдутия), в результате чего уменьшается эффективность осаждения в импакторе. С другой стороны равномерное осаждение при той же площади пластины за счет равномерного распределения осадков позволяет собирать значительно большее количество осадков. Это очень важно при гравиметрических измерениях, поскольку с ростом отношения веса осадков к весу пластины существенно растет точность этих измерений.

Кроме того, равномерно осаждая аэрозоль на достаточно большие площади пластин можно исследовать элементный состав. По прямому измерению пропускания или отражения слоя осадков на пластине можно более точно определить спектральное распределение оптических постоянных показателей преломления $n(\nu)$ и поглощения $\alpha(\nu)$ для естественных аэрозолей, являющееся важной задачей оптики атмосферы.

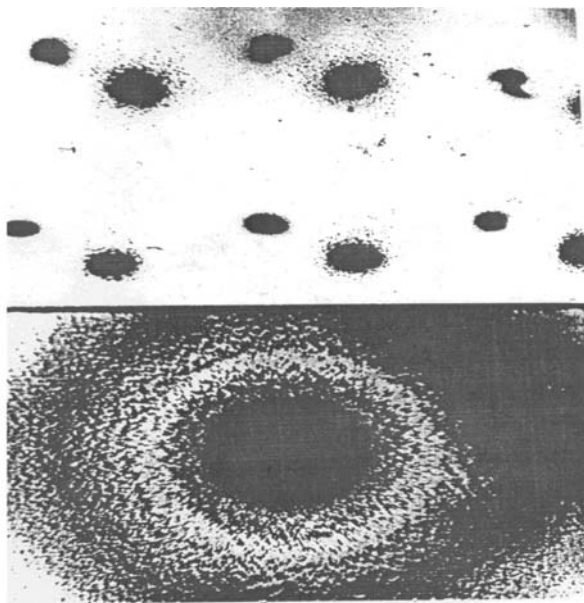


Рис. 2.3. Сбор проб на импакторе Лунгрена и Андерсона [180].

Существенный недостаток [184] состоит в том, что для расчета радиуса положения отверстий, вводимые данные определялись методом проб и ошибок. Очевидно, такой способ определения исходных данных требует значительных затрат времени или создание специальных программ для оптимизации и поэтому является трудоемкой задачей.

В следующем разделе будет изложен, разработанный нами импактор, который является свободным от этих недостатков [185-186]. Предложен простой метод вычислений координат отверстия, который очень удобен при расчете параметров импактора, позволяющего получение достаточно равномерного осаждения проб.

На основе схемы предложенной Marple и Liu [184], создан многокаскадный импактор, общий вид которого представлен на рис.2.4 [185-186].

Данный импактор был использован для изучения характеристик микроструктуры атмосферного аэрозоля аридной зоны в различных погодных условиях в г. Душанбе.

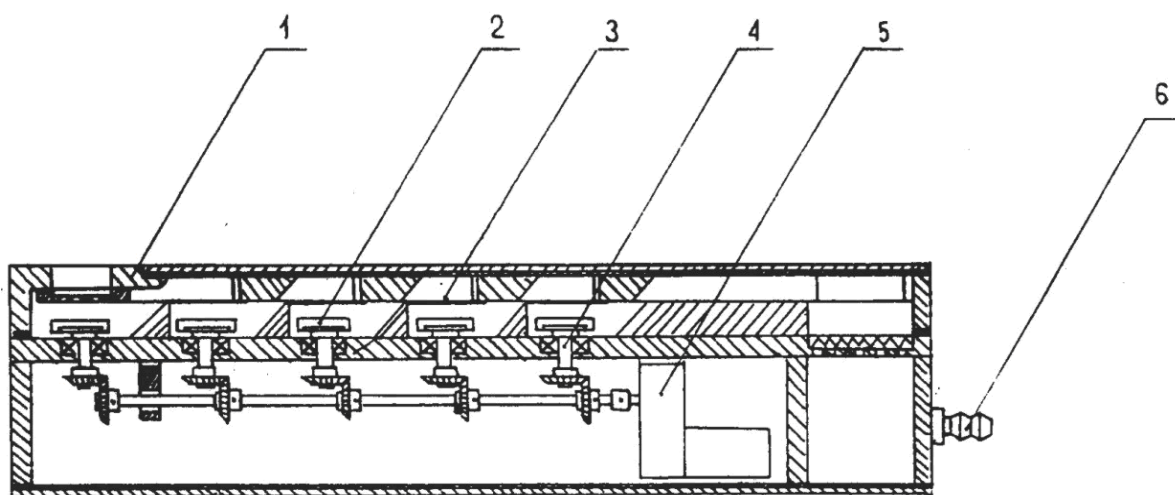


Рис. 2.4. Многокаскадный импактор для равномерного осаждения проб аэрозолей: 1-вход воздуха с аэрозолем ; 2-пластина для осаждения проб; 3-расположение отверстий по спирали Архимеда; 4-ось для вращения пластины; 5-электродвигатель; 6-штуцер выхода воздуха.

Однородное осаждение частиц. Соотношения для определения координат отверстий. Для получения однородного осаждения слоя осадков на поверхности импакции отверстия сопла импактора должны располагаться таким образом, что для любой кольцевой области количество отверстий на единицу площади было бы постоянным, т.е. для любой кольцевой площади ограниченной радиусами r_i и r_{i+1} (см. рис.2.5) должно выполняться условие:

$$\frac{N}{\pi(r_{i+1}^2 - r_i^2)} = const \quad (2.9)$$

Пользуясь этим выражением после соответствующих преобразований можно найти выражение для определения радиального расстояния центра i -го отверстия от центра вращения [184]:

$$R_i = 0.5[r_i + (2r_i^2 - r_{i-1}^2)^{1/2}] \quad (2.10)$$

В [184] для расчета положения радиуса отверстий исходными данными служат значения r_1 , r_2 и R_1 , определяемые методом проб и ошибок при заданном числе отверстий N и радиусом крайнего отверстия R_N . Естественно, такой способ определения исходных данных требует значительных затрат времени или создание специальной программы для оптимизации и является трудоемкой задачей.

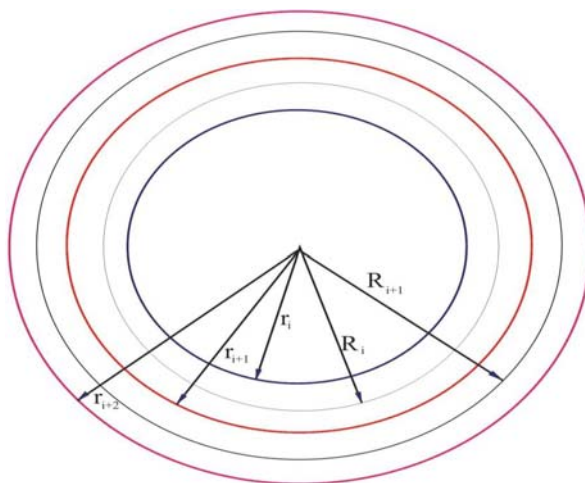


Рис. 2.5. Кольцевые зоны равной площади.

В настоящей работе более строго проведено обоснование и вывод ряда критериев для выбора исходных данных, которые намного упрощают вычисления координат отверстий и, на наш взгляд, являются удобными при расчете параметров импактора для однородного осаждения проб.

Допустим, что общее число отверстий равно N . Так как площадь осаждения соответствующая одному отверстию $S_i = \text{const}$, общая площадь однородно осажденных зон составит:

$$S = S_i N \quad (2.11)$$

Площадь отверстий с радиусом r_0 равна:

$$S_0 = \pi r_0^2 \quad (2.12)$$

и площадь всех отверстий:

$$\sum S_0 = NS_i \quad (2.13)$$

Из соотношений (2.11) и (2.13) получаем:

$$S / \sum S_0 = NS_i / NS_0 = S / S_0 = k = const \quad (2.14)$$

Как следует из выражения (2.14), чем больше k , тем большая площадь осаждения соответствует одному отверстию.

Исходными данными выберем радиус отверстия r_0 , число отверстий N . Число N нужно выбирать таким, чтобы общая площадь осаждения была достаточной для дальнейших исследований. Естественно, чем больше N , тем больше значение площади осаждения. Однако, чрезмерно большое значение N увеличивает трудоемкость как расчета, так и изготовление импактора. По этим соображениям число N не должно быть больше нескольких сотен.

Сравнивая выражение для кольцевой площади:

$$S_i = \pi(r_{i+1}^2 - r_i^2) \quad (2.15)$$

и

$$S_i = kS_0 = k\pi r_0^2 \quad (2.16)$$

получим

$$r_{i+1}^2 - r_i^2 = kr_0^2 \quad (2.17)$$

или

$$(r_{i+1} - r_i)(r_{i+1} + r_i) = kr_0^2 = const \quad (2.18)$$

Нетрудно заметить, что для выполнения этого условия, с ростом $i(l, N)$ и следовательно r_i , разность $(r_{i+1} - r_i)$ должна уменьшаться. Поэтому эта разность максимальна при $i=1$.

С другой стороны разность радиусов границ кольцевой зоны $(r_{i+1} - r_i)$ не должна превышать диаметра отверстия $2r_0$. В противном случае зоны, осаждаемые соседними отверстиями не будут перекрываться. Следовательно, должно выполняться условие:

$$r_2 - r_1 < 2r_0 \quad (2.19)$$

Из выражение(2.17) находим, что

$$r_2 = (r_1^2 + kr_0^2)^{1/2} \quad (2.20)$$

Подставляя в (1.11) получаем:

$$(r_1^2 + kr_0^2)^{1/2} < r_1 + 2r_0 \quad (2.21)$$

После преобразования находим:

$$r_1 > (r_0 / 4)(k - 4) \quad (2.22)$$

Например, для случая $r_0 = 50$ мкм, и $k = 60$, $r_1 > 14 \times r_0 = 700$ мкм = 0.7 мм. Из этого расчета видно, что центральная зона с радиусом r_1 ($r_1 = 0.7$ мм) будет осаждаться неравномерно. Если уменьшить коэффициент k до 20, тогда при $r_0 = 50$ мкм радиус этой зоны $r_1 = 4r_0 = 200$ мкм. Однако, в этом случае число отверстий для осаждения той же площади увеличивается в 3 раза, поскольку $kN = S/S_0 = \text{const}$. Условие (2.22) показывает, что при заданных r_0 и k для значение меньше, чем

$$r_{\text{неод}} = (r_0 / 4)(k - 4) \quad (2.23)$$

Условие однородного осаждения $S_i = \text{const}$ не выполняется.

Для того, чтобы площадь однородного осаждения в центре пластины была по возможности малой, величину r_1 достаточно выбрать равной

$$r_1 = r_{\text{неод}} + r_0 \quad (2.24)$$

Таким образом, оптимальная величина r_1 составляет:

$$r_1 = (k / 4)r_0 \quad (2.25)$$

Теперь рассмотрим, каким образом можно получить удобное выражение для для расчета R_i . Для этого используя соотношения (2.17) и (2.25) находим r_2 и r_3 :

$$r_2 = (r_1^2 + kr_0^2)^{1/2} = r_0(k^2 / 16 + k)^{1/2} \quad (2.26)$$

и

$$r_3 = (r_2^2 + kr_0^2)^{1/2} = r_0(k^2 / 16 + 2k)^{1/2} \quad (2.27)$$

В общем случае, для r_i получим:

$$r_i = r_0[k^2 / 16 + (i - 1)k]^{1/2} \quad (2.28)$$

Подставляя (2.28) в (2.10) находим:

$$R_i = 0.5[r_i + (r_i + (r_i^2 + r_{i-1}^2)^{1/2})] = 0.5\{r_0[(k^2 / 16 + (i - 1)k)^{1/2} + [r_0^2 k^2 / 16 + (i - 1)kr_0^2 + kr_0^2]^{1/2}\}$$

Где,

$$R_i = (r_0 / 2)(k^2 / 16 + (i - 1)k)^{1/2} + (k^2 / 16 + ik)^{1/2} \quad (2.29)$$

Соотношение (2.29) позволяет, в отличие от формулы (2.10), которая получена в [184], вычислять любое R_i , задавая только i . При расчете R_i по выражению (2.10) нужно последовательно ввести r_i , начиная с r_1 .

Как видно из соотношений (2.23), (2.25) и (2.29) координаты отверстий R_i и радиус неоднородно осаждаемой центральной зоны r_1 при заданном r_0

определяются величиной коэффициента k . Поэтому очень важно правильно выбрать значение k для данного размера отверстия r_0 . Площадь однородного осаждения пластины равна:

$$S = NS_i = \pi(r_{N+1}^2 - r_1^2) \quad (2.30)$$

Поставляя (2.30) в (2.16) можно получить

$$kN = S / S_0 = (r_{N+1}^2 - r_1^2) / r_0^2 \quad (2.31)$$

Допустим, что $r_{N+1} \gg r_1$, тогда

$$kN = r_{N+1}^2 / r_0^2 \quad (2.32)$$

Видимо, при выборе значений k следует исходить из следующих соображений. Размер осаждаемой площади должен быть достаточным для проведения последующих экспериментов (1-5 см²). Если радиусы отверстий на осаждаемой площади заданы, коэффициент k определяется числом отверстий N , так как $kN = const$.

В совокупности значения k и N следует выбирать следующим образом. Задавая r_1 и r_0 по формуле (2.25) можно найти $k = 4r_1/r_0$, учитывая, что $k > 4/\pi$ и потому для удобства k следует выбирать, целым. Затем по заданному размеру площади осаждения ($R_N = r_{N+1}$) из выражения (2.32) определяется число отверстий по формуле $N = (r_{N+1}^2 / r_0^2 k)$. Ниже будет показано, что для значений k существует нижний предел, и он равняется $4/\pi$ [185-186].

Равномерное распределение отверстий по площади пластины импактора.

Выше был описан метод определения радиальных координат набора отверстий в импакторе. В настоящем разделе изложим способ оптимизации выбора условия координат этих отверстий, согласованное с радиальными координатами.

Радиальную координату R_i отверстия можно вычислить по формуле (2.29), предварительно выбирая оптимальные значения изложенным выше способом. Очевидно, что угловые координаты φ_i должны быть подобраны таким образом, чтобы обеспечивать равномерное распределение отверстий в пределах осаждаемой площади. При этом можно учесть, что

$$R_i - R_{i-1} < 2r_0 \quad (2.33)$$

И эта разность с ростом i изменяется, а точнее постепенно уменьшается. Располагая центры отверстий по спиральной линии, можно обеспечить

равномерное распределение отверстий. По-видимому, это самый простой способ, хотя возможен более строгий подход к распределению отверстий.

Уравнение спирали Архимеда в полярных координатах имеет вид

$$R = a\varphi \quad (2.34)$$

где a параметр спирали, шаг спирали Δ равен

$$\Delta = 2\pi a \quad (2.35)$$

Длина дуги OM от центра O до точки M спирали (рис.2.6.) при больших углах φ близка к значениям:

$$OM = a\varphi^2 / 2 \quad (2.36)$$

Так как координаты R_i отверстий заданы, то распределение отверстий определяется параметром a . И возникает необходимость нахождения условия для выбора параметра a , чтобы обеспечить в какой-то степени равномерное распределение. Очевидно, что параметр a должен определяться через радиус отверстия r_0 и коэффициент k .

Воспользуемся следующими условиями:

а). длина дуги между центрами соседних отверстий постоянна

$$\delta = OM_i - OM_{i-1} = const \quad (2.37)$$

б), шаг спирали Δ равен длине дуги между соседними отверстиями δ , т.е.

$$\Delta = \delta \quad (2.38)$$

Из выражений (2.35)-(2.38) видно, что

$$\delta = OM_i - OM_{i-1} = 0.5a(\varphi_i^2 - \varphi_{i-1}^2) = 2\pi a \quad (2.39)$$

Или

$$(\varphi_i^2 - \varphi_{i-1}^2) = 4\pi = const \quad (2.40)$$

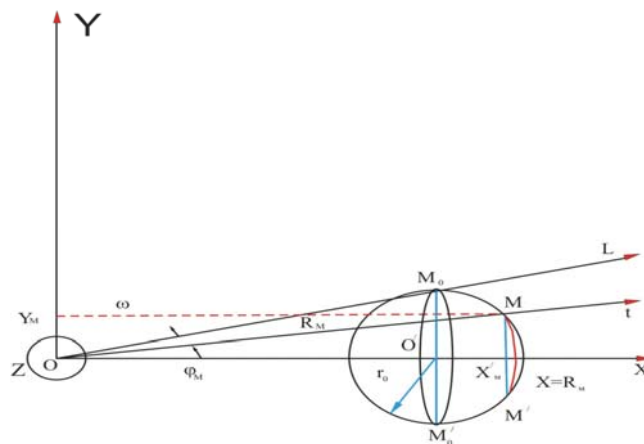


Рис. 2.6. Схема для расчета высоты осадков

Сравнивая равенства

$$R_i = a\varphi_i \quad (2.41)$$

$$R_{i-1} = a\varphi_{i-1} \quad (2.42)$$

получим соотношение

$$R_i / R_{i-1} = \varphi_i / \varphi_{i-1} \quad (2.43)$$

$$\text{или} \quad \varphi_{i-1} = R_{i-1}\varphi_i / R_i \quad (2.44)$$

Подставляя (2.44) в (2.40) получим:

$$\varphi_i^2 - \varphi_{i-1}^2 = (1 - R_{i-1}^2 / R_i^2)\varphi_i^2 = 4\pi \quad (2.45)$$

где

$$\varphi_i^2 = 4\pi R_i^2 / (R_i^2 - R_{i-1}^2) \quad (2.46)$$

Используя (2.41), находим параметр

$$a = R_i / \varphi \quad (2.47)$$

Принимая во внимание выражение

$$S_i = \pi(R_i^2 - R_{i-1}^2) \quad (2.48)$$

Из (2.46) получим

$$a = \sqrt{S_i} / 2\pi \quad (2.49)$$

Учитывая, что $S_i = kS_0 = k\pi r_0^2$, получим искомое соотношение

$$a = 0.5r_0\sqrt{k/\pi} \quad (2.50)$$

И шаг спирали равняется

$$\Delta = 2\pi a = r_0\sqrt{\pi k} \quad (2.51)$$

Таким образом, подставляя параметр a в формулу $\varphi_i = R_i / a$ находим угловую координату. Декартовы координаты x_i и y_i отверстий можно вычислить по известным формулам:

$$x_i = R_i \cos \varphi_i, \quad y_i = R_i \sin \varphi_i \quad (2.52)$$

Здесь следует обратить внимание на формулу (2.51). Так как центры соседних отверстий не должны быть ближе диаметра этих отверстий, то:

$$\delta = \Delta > 2r_0 \quad (2.53)$$

Тогда из выражения (2.51) получим $\pi k > 4$ или:

$$k > 4/\pi \quad (2.54)$$

Если $k = 1$, то $S_i = S_0$, т.е, площадь осаждения равна площади отверстия, что в наших условиях не имеет смысла. При $k \leq 4/\pi$ соседние отверстия будут накладываться друг на друга и условие (2.54) ограничивает нижнее значение k .

Расчет многокаскадного импактора. В таблице 2.1. представлены расчеты параметров импактора.

Таблица 2.1.

Расчет параметров импактора*

№	$r_0(\text{мм})$	N	D_{50}	k	r_1	r_{N+1}	a
1	50	250	0.0675	40	500	5000	89.21
2	125	100	0.275	16	500	5000	141.05
3	250	50	0.617	8	500	5000	199.47
4	375	50	1.195	16/3	500	6123.7	244.3
5	500	50	1.966	4	500	7071.1	282.1
6	750	40	3.28	8/3	500	7746	345.49

* r_0 – радиус отверстия, N – число отверстий, D_{50} – размер вырезания импактора, k – коэффициент характеризующий отношение, площади осаждения к суммарной площади отверстий, r_1 – область отсутствия осадков, r_{N+1} – область осаждения, a – параметр спирали).

Расчет для каждого каскада проводился по следующей схеме:

- по заданным размерам площади осаждения r_{N+1} и радиуса отверстия r_0 определяется значение $kN = r_{N+1}^2 / r_0^2$;
- задавая r_1 , вычисляют k и N : $k = 4r_1 / r_0$;
- вычисляется параметр спирали: $a = 0.5r_0 \sqrt{k/\pi}$;
- подставляя k в (2.29), определяются R_i и $\varphi_i = R_i / a$ для каждого отверстия ($i=1, N$);
- декартовы координаты отверстий x_i и y_i находятся по формулам (2.52).

Приведенный в табл.2.1 размер вырезания D_{50} для каждого каскада импактора вычислен при расходе воздуха 20л/мин и $(St_{50})^{1/2} = 0.45$. Число Рейнольдса (Re) для всех каскадов удовлетворяет условию ламинарного течения, т.е. $500 < Re < 3000$.

Радиальное распределение относительной высоты слоя осадков. Для определения степени однородности высоты слоя осадков проводился расчет

высоты слоя для первого каскада вышеописанного импактора. Для простоты расчетов допустим, что:

- а) радиальное расстояние центра отверстий $R_i \gg r_0$;
- б) частицы аэрозоля имеют равномерное распределение по всему потоку во всех отверстиях;
- в) количество осаждаемых частиц постоянно во времени;
- г) частицы осаждаются по строго горизонтальным траекториям.

При вращении пластины импакции в течение достаточно длительного времени получим слой осадков, обладающий осевой симметрией. Поэтому достаточно вычислить изменение высоты слоя вдоль какого-либо направления от центра вращения, например оси L (рис.2.6).

Высота слоя осадков в каждой точке M будет пропорциональна времени, в течение которого частицы могут осаждаться в данной точке (времени экспозиции) вращающейся пластины. Поэтому определяя относительное «время экспозиции» для каждой точки, например за одно полное вращение пластины, можно определить относительную высоту слоя в этой точке.

Здесь для удобства, задавая радиальную координату центра отверстий R_i , и радиус отверстия r_0 , можно вычислит относительную высоту слоя в точке M вращающейся оси L.

Допустим, что отверстие с радиусом r_0 , с центром $Y=0$ и $X=R_i$ расположено в неподвижной системе координат $X-Y$ (рис.2.6.). Выберем ось L, центр которой совпадает с центром системы координат $X-Y$, вращающуюся с угловой скорости ω .

Время экспозиции за один оборот данной точки M равно отношению длины дуги MM' к линейной скорости точки M

$$t_M = MM' / \mathcal{G}_M \quad , \quad (2.55)$$

$$\text{где} \quad \mathcal{G}_M = \omega \times OM = \omega \times R_M \quad (2.56)$$

$$MM' = 2\varphi_M R_M \quad (2.57)$$

$$\varphi_M = \arctg(Y_M / X_M) \quad (2.58)$$

Таким образом,

$$t_M = t(R_M) = MM' / \mathcal{G}_M = 2\varphi_M R_M / (\omega R_M) = 2\varphi_M / \omega \quad (2.59)$$

Следует иметь в виду, что

$$t_i(R_M) = 0 \text{ при } |R_M - R_i| \geq r_0$$

Для данного i -го отверстия $t(R_M)$ максимально для точки $M_0(X=R_i, Y=r_0)$ и

$$t_{0i} = t_i(R_{M0}) = [M_0 M_0' / (\omega R_{M0})] = 2\varphi_{M0i} / \omega \quad (2.60)$$

где $\varphi_{M0i} = \arctg(r_0 / R_i)$

Значение v – минимально для первого отверстия (при $i=1$), поэтому время экспозиции будет максимально в точке $M_0(X_M=R_1)$ (из всех значений t_{0i}),

$$t_{01} = t_1(R_{M0}) = 2\varphi_{01} / \omega \quad (2.61)$$

$$\text{так как, } R_{M0}(X = R_1, Y = r_0) \text{ где } \varphi_{01} = \arctg(r_0 / R_1) \quad (2.62)$$

Если рассмотреть осаждение от отдельного i -го отверстия, то на вращающейся пластине импакции частицы будут осаждены в кольцевой зоне, ограниченной окружностью с радиусом R_M . Относительная высота осадков в каждой точке этого интервала пропорциональна относительному времени экспозиции, т.е.

$$H_i(R_M) = h_i(R_M) / h_{01} = [t(R_M)] / t_{01} = \varphi_M / \varphi_{01} \quad (2.63)$$

Таким образом

$$H_i(R_M) = \begin{cases} \varphi_M / \varphi_{01}, & \text{для } |R_M - R_i| < r_0 \\ 0, & \text{для } |R_M - R_i| \geq r_0 \end{cases} \quad (2.64)$$

где h_i и H_i – высота и относительная высота слоя осаждающегося от i -го отверстия, h_{01} – высота слоя в точке R_{M0} при $i=1$.

Ползуясь уравнением окружности для i -го отверстия с центром $(X=R_i, Y=0)$

$$(X_M - R_i)^2 - Y_M^2 = r_0^2 \quad (2.65)$$

получим

$$Y_M = [r_0^2 - (X_M - R_i)^2]^{1/2} \quad (2.66)$$

Для R_M (радиус точки М) справедливо выражение

$$R_M = [X_M^2 + r_0^2 - (X_M - R_i)^2]^{1/2} = (r_0^2 + 2X_MR_i - R_i^2)^{1/2} \quad (2.67)$$

тогда

$$R_M = [X_M^2 + Y_M^2]^{1/2} \quad (2.68)$$

Из уравнений (2.68) и (2.66) имеем

$$X_M = (R_M^2 - r_0^2 + R_i^2) / 2R_i \quad (2.69)$$

Подставляя (2.69) в (2.66), находим

$$Y_M = \left\{ r_0^2 - \left[(R_M^2 - r_0^2 + R_i^2) / (2R_i) - R_i \right]^2 \right\}^{1/2} = \left\{ 4r_0^2 R_i^2 - \left[R_M^2 - r_0^2 - R_i^2 \right]^2 \right\}^{1/2} \quad (2.70)$$

Откуда

$$Y_M / X_M = \{ 4R_i^2 r_0^2 - [R_M^2 - r_0^2 + R_i^2]^2 \}^{1/2} / (R_M^2 - r_0^2 + R_i^2) \quad (2.71)$$

Используя (2.71) и подставив выражения (2.58) и (2.62) в (2.64) получим:

$$H_i(R_M) = \begin{cases} \frac{\arctg\{[r_0^2 - (R_M^2 - r_0^2 - R_i^2) / (4R_i^2)]^{1/2} / (R_M^2 - r_0^2 - R_i^2) / 2R_i\}}{\arctg(r_0 / R_i)}, & \text{для } |R_M - R_i| < r_0 \\ 0, & \text{если } |R_M - R_i| \geq r_0 \end{cases} \quad (2.72)$$

Общую относительную высоту осадков от всех N отверстий можно определить, суммируя $H_i(R_M)$ для данной точки R_M ,

$$H(R_M) = \sum_{i=1}^N H_i(R_M) \quad (2.73)$$

Вычисляя $H(R_M)$ для точек, лежащих в интервале $0 < R_M < r_{N+1}$, можно получить изменение относительной высоты осажденного слоя на площади импакции. На рис.2.7. приведено расположение отверстий, а на рис.2.8. иллюстрирована относительная высота осажденного слоя частиц аэрозоля.

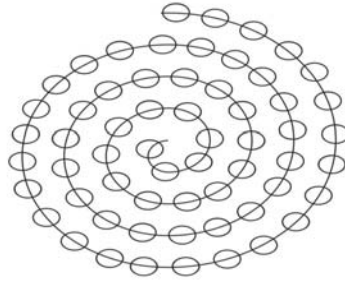


Рис. 2.7. Расположение отверстий

Изменение толщины осадков в центре пластины импакции довольно значительно и по мере удаления от центра вращения это изменение резко уменьшается. При достаточно большом числе отверстий на расстоянии нескольких радиусов отверстий r_0 , изменение толщины осадков может уменьшаться до 2-3%.

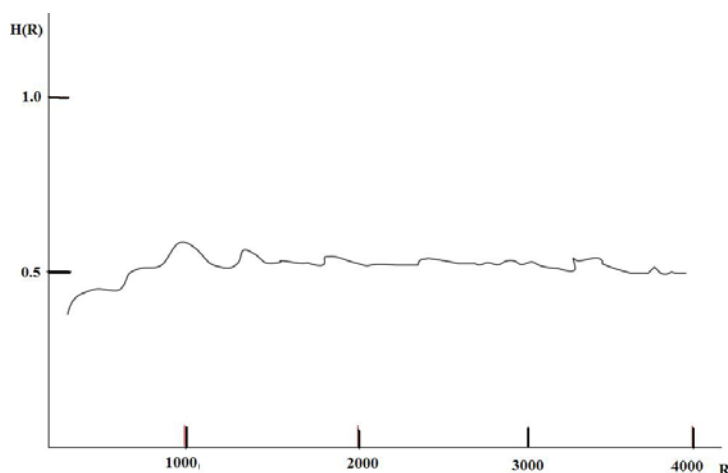


Рис. 2.8. Относительная высота осажденного слоя частиц аэрозоля

Уменьшение толщины слоя вблизи центра связано с тем, что первое отверстие не покрывает центральную часть плоскости импакции. Площадь этой области также можно уменьшить, увеличивая число отверстий, как было показано выше.

2.3. Метод актинометрических измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы по солнцу

Современные задачи теории климата требуют знания аэрозольного состава атмосферы и ее оптических свойств. Это вызвано необходимостью создания модели глобального “аэрозольного климата”, для чего необходимо знать “аэрозольную прозрачность” P_a атмосферы для солнечного излучения. Основным источником информации о параметре P_a является мировая актинометрическая сеть, включающая актинометрические измерения. В состав стандартных наблюдений по актинометрии входят измерения интегральной прямой солнечной радиации I . Эти данные и являются источником информации о параметре P_a .

Автором [187] разработана методика определения P_a по данным измерений I , которые используются на актинометрической сети. В работе [188] вычислены сезонные распределения, приведены результаты расчета поглощения радиации P_a водяным паром по известной формуле С.И.Сивкова. Алгоритмы для определения характеристик замутненности атмосферы разработаны в [189-190].

Определение аэрозольных спектральных оптических толщин задымленной атмосферы является актуальным в связи с исследованием возможных

климатических последствий задымления атмосферы пожарами [13]. В [191] приведена подробная таблица данных вычислений прямой солнечной радиации, используемая для уточнения метода определения аэрозольной оптической толщины. На основе простой термодинамической модели авторами работы [192] проведена оценка климатообразующей роли аэрозоля различных типов. В [193] на основе данных измерений потоков солнечной радиации в г.Москве определены аэрозольные спектральные оптические толщины задымленной атмосферы и ее поглощающая способность. Сделана попытка определения альбедо однократного рассеяния задымленной атмосферы на основе материалов актинометрии географического факультета МГУ, аэрозольных данных ЦАО и методик, разработанных в ИФА РАН. Авторами оценивалось дополнительное радиационное нагревание атмосферы дымовым аэрозолем. Исследованием оптических свойств аэрозоля, оценка параметров атмосферы и различным аспектам данной проблемы посвящена серия работ [194-196].

Сравнение различных методик определения интегральной (τ_a) и спектральной аэрозольной оптической толщины изложены в [194]. Использовались измерения интегральной прямой солнечной радиации I и $I_{\Delta\lambda}$ в видимой области спектра в морских и континентальных условиях. Получено хорошее согласие оценок τ и $\tau_{a,\lambda}$ разными способами и предложены новые методы обработки многолетних данных. Там же приведены экспериментальные значения интегральной прозрачности атмосферы над районами Атлантического океана, подверженной выносу воздушных масс с африканского континента, несущих континентальный аэрозоль пустынного происхождения. Проанализированы факторы, вызывающие изменчивость интегральной прозрачности. Оценен вклад аэрозоля в ослабление потока прямой солнечной радиации, и показано, что аэрозоль является главным компонентом, определяющим как значение оптической толщины атмосферы, так и степень ее изменчивости. Рассчитано альбедо однократного рассеяния для данных условий наблюдения. Оценено влияние выноса аэрозоля Сахары в океан в поток суммарной солнечной радиации, приходящей к поверхности океана.

Поток прямой солнечной радиации у поверхности земли определяется прозрачностью атмосферы, в частности интегральной прозрачностью:

$$I = I_0 P_m \quad (2.74)$$

где, I_0 - интенсивность солнечной радиации за пределами атмосферы ($I_0 = 1,382 \text{ кВт/м}^2$), I - интенсивность прямой солнечной радиации у поверхности Земли $m = \sec \xi$ - оптическая масса или оптическая длина пути прямого солнечного света в атмосфере, ξ - зенитный угол Солнца.

Оптическая толщина вертикального столба атмосферы определялась как $\tau = -\ln P$, Поскольку, интегральную прозрачность атмосферы можно приблизительно представить в виде:

$$P = P_\omega P_{\text{ид}} P_a \quad (2.75)$$

где $P_{\text{ид}}$ - прозрачность “идеальной” атмосферы, обусловленной рэлеевским рассеянием, P_ω , P_a - обусловлены поглощением радиации водяным паром и поглощением и рассеянием аэрозолем. Расчет составляющей P_ω выполнялся с использованием формулы:

$$P_\omega = (1 - \Delta I_\omega / I_0)^{0.5} \quad (2.76)$$

где ΔI_ω - часть прямой солнечной радиации, поглощенная водяным паром, определяемая $\Delta I_\omega = 0.148(m_\omega)^{0.3}$.

Ввиду отсутствия прямых измерений профилей влажности интегральное влагосодержание в области e (мб) < 20 мб оценивалось по формуле:

$$\omega = 0.15 \times e(\text{мб}) \quad (2.77)$$

где e - упругость водяного пара.

Значение аэрозольной оптической толщины (τ_a) определялось как

$$\tau_a = -\ln(P_a) \quad (2.78)$$

$$P_a = P / P_\omega \times P_{\text{ид}} \quad (2.79)$$

Значение P_ω - рассчитывалось с учетом уровня наблюдения станции г. Душанбе (высота $H = 821$ м над уровнем моря).

Из систематических наблюдений наиболее интересным является период сентябрь 1989 г. (САПЕКС-89) и октябрь 1990 г, когда атмосфера региона подвергалась сильной и умеренной пылевой мгле.

2.4. Определение спектров флуоресценции проб пылевого аэрозоля и образцов почв лабораторным методом

Природное растворимое органическое вещества (РОВ) содержится в различных концентрациях во всех без исключения типах вод, имеет оттенок универсальности и представляет интересный объект для спектроскопии [197-204]. В процессе приготовления из природных вод воды различного назначения (питьевой, технологический и т. д.) РОВ переходит в эти воды разного вида (морская, речная, озерная, болотная, и т. д.) и содержит разное количество РОВ может быть использовано в качестве естественного индикатора при изучении процессов смешивания разных типов вод. Как отмечается в [200], РОВ может быть использовано и при исследовании таких глобальных процессов, как перенос вещества между океаном, атмосферой и литосферой. При возникновении ПБ (ПМ) в результате естественного осаждения пылевых частиц происходит существенное загрязнение водных сред региона, что определяет интерес к созданию методов экспресс - диагностики и дистанционного контроля РОВ.

Поэтому весьма важным является исследование флуоресценции проб пылевого аэрозоля. Для исследования флуоресценции растворенного пылевого аэрозоля в воде была использовано экспериментальная установка (рис.2.9.) на базе азотного лазера и оптического многоканального анализатора (ОМА), созданного ранее в лаборатории лазерной спектроскопии водных сред МГУ им. М. В. Ломоносова.

Излучение азотного лазера ЛГИ-505 ($\lambda=0.337$ мкм, мощностью $P=20$ кВт в импульсе длительностью $\tau=8$ нс) используется для возбуждения флуоресценции проб и комбинационного рассеяния (КР) воды. Водный взвесь проб пылевого аэрозоля (или пылевая фракция проб) в кварцевой кювете или подложка с твердой фракции пылевого аэрозоля (атмосферного аэрозоля) располагаются перед входной щелью полихроматора. Спектры флуоресценции регистрируются в режиме параллельного детектирования оптическим многоканальным анализатором Plasma Monitor модель 1541 фирмы PARC (США), имеющим 500 спектральных каналов и дисперсию 0,37 нм на каждый канал.

Для сбора проб твердой фракции пылевого аэрозоля и атмосферного аэрозоля использовано многокаскадный импактор [186], структура и методика которого описано в § 2.2.

Для записи спектров имеется ряд проблем, которые связанные с калибровкой спектрометров (флуориметров, КР - спектрометров) для количественного анализа. Трудности многократно возрастают и становятся практически непреодолимыми при переходе к дистанционному зондированию. Действительно, величина эхо - сигнала, регистрируемого приемником лидара, зависит от целого ряда факторов: гидрооптических характеристик, условий прохождения лазерного пучка и эхо-сигнала через поверхность, геометрии зондирования, параметров передатчика (лазера) и приемника лидара.

Для преодоления этих трудностей может быть использовано, сравнение какого - либо сигнала, исходящего из среды, определяемого тем же световым поле в среде, что и полезный сигнал, и мало зависящего от состояния среды [198]. При лазерном зондировании атмосферы в качестве такого сигнала сравнения часто используется стоксов компонент КРС в азоте, величина концентрации которого в воздухе известна и считается постоянной [199].

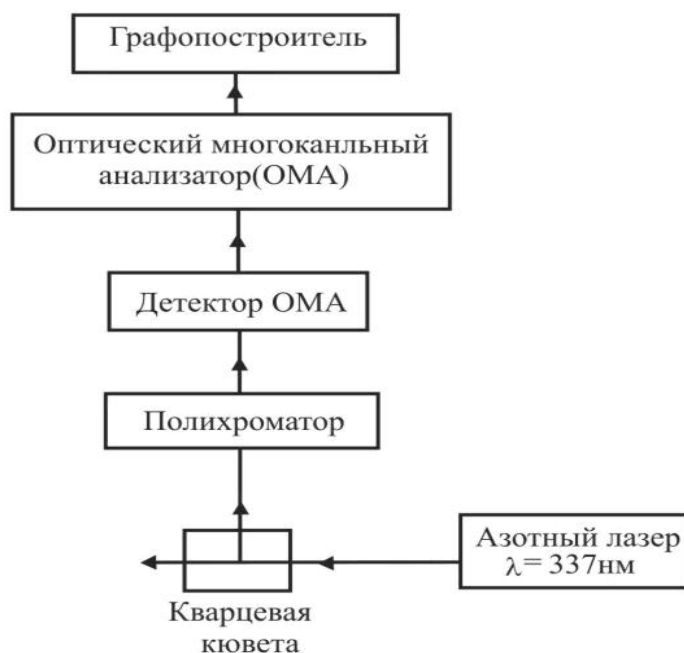


Рис. 2.9. Экспериментальная установка для исследования флуоресценции РОВ пылевого аэрозоля

Аналогично этому при лазерном зондировании водных сред в качестве внутреннего репера может быть использован сигнал КР воды. Этот метод был запатентован в США в 1974г., применительно к контролю содержания нефтепродуктов в воде. Автором [197] был впервые применен метод внутреннего репера (калибровка флуоресценции по КР воды) в натурных экспериментах и получены спектры флуоресценции фитопланктона с калибровкой по КР – воды – как в пробах, так и дистанционно.

Пробы почв были собраны 2 октября 1990 года. Места сбора проб почв (1-6) и пробы пылевого аэрозоля (7) и их описание приведены на рис.2.10 и в табл.2.2. Для анализа отбирался верхний (1 – 2 см) слой почвы с участка 40 на 40 см. В лабораторных условиях образец очищался от крупнообломочных включений и корней. Оставшаяся часть просеивалась через сито с сеткой 1мм и упаковывалась для хранения и исследования в стеклянной посуде.

Пылевая буря 15 октября 1990г была последней сильной пылевой бурей вплоть до настоящего времени, продолжалась 1 сутки и привела к резкому снижению дневной температуры воздуха. В райцентре п. Айвадж (пустыня 15 км южнее Шаартуза) скорость ветра достигла 28 м/с (с порывами до 34 м/с), в Шаартузе - 18-20 м/с. Горизонтальная дальность видимости в п. Айвадже понизилась до 0.2 км, в Шаартузе и Душанбе – до 0.5 км. Из-за орографии местности пылевой аэрозоль заносился также с территории Туркмении и Узбекистана.



Рис. 2.10. Карта сбора проб почв и пылевого аэрозоля.

Пробы пылевого аэрозоля были собраны 15 октября с 8 ч (в течение 10 часов) в период пылевой бури двумя способами: 1- пятикаскадным импактором на поверхность германиевых подложек; 2- естественным осаждением на поверхности полиэтиленовой пленки площадью (20 м²). Для приготовления образцов, использовавшихся для измерения спектров флуоресценции, 10 мг твердой фракции каждой пробы почвы или пылевого аэрозоля растворялось в бидистиллированной воде. Измерение спектров флуоресценции образцов производилось через 30 минут после приготовления водных растворов проб. Всего получено более 50 спектров флуоресценции РОВ проб.

2.5. Аппаратура и методика для исследования спектров поглощения проб пылевого аэрозоля в ультрафиолетовой и видимой области спектра методом фотоакустической спектроскопии

Как известно метод фотоакустической (ФА) спектроскопии является одним из высокочувствительных и надежных методов лазерной спектроскопии. ФА метод в настоящее время широко используется для исследования теплофизических, акустических и оптических свойств различных по своей физической природе конденсированных сред, включая порошки [206-213].

Для исследования спектров поглощения пылевого аэрозоля, собранное в результате пылевой мглы, и проб почв также собранного по пути распространения пылевой мглы использован фотоакустический спектрометр, созданный в лаборатории ФАС ФТИ им. С.У. Умарова АН Республики Таджикистан [214]. Блок – схема экспериментальной установки показана на рис.2.11.

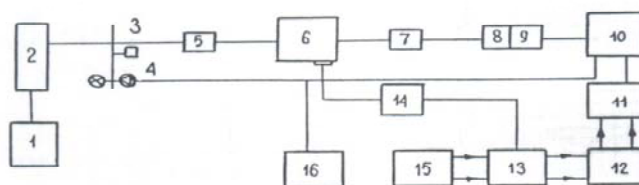


Рис. 2.11. Блок-схема автоматизированного ФА-спектрометра

Фотоакустический спектрометр предназначен для получения и обработки спектров поглощения, а также изучения теплофизических параметров

конденсированных сред. В качестве источника излучения использована ксеноновая лампа сверхвысокого давления ДКСШ-1000, имеющая значительную световую отдачу и почти равномерный спектр излучения в видимой области спектра. Охлаждение лампы проводилось потоком воды, поступающей в двойной конус лампы. Питание лампы производилось от блока питания 50-ВУК-(20-1). Световой поток от ксеноновой лампы с помощью конденсора фокусировался на входную щель монохроматора МДР-12, перед которым расположен механический модулятор, собранный на базе синхронного электродвигателя Г205-УХЛЧ со сменными дисками, позволяющий модулировать излучение в диапазоне от 10 до 2000 Гц. После монохроматизации, модулированное излучение с помощью линзы фокусировалось на поверхность образца, расположенного в ФА – ячейке.

В результате поглощения света образцом происходит ее нагрев. Нагрев образца сопровождается передачей тепла от поверхности образца к приграничному слою газа (в данном случае воздуха) в замкнутой ФА – ячейке. Периодический нагрев газа приводит к периодическому изменению давления в ячейке с частотой модуляции света, которая регистрируется чувствительным конденсаторным микрофоном МК-6, чувствительностью 2 мВ/Па и линейной частотной характеристикой в диапазоне от 20 Гц до 5000 Гц.

Преобразованное в электрический сигнал изменение давления в ячейке с выхода предусилителя микрофона подавалось на вход усилителя с синхронным детектором УПИ-1. Для синхронного детектирования на усилитель также дается опорный сигнал с выхода фотодиода ФД-2. Далее сигнал поступает на цифровой вольтметр – Ц1516, который одновременно служит аналого-цифровым преобразователем (АЦП). Преобразованный в код сигнал поступает в устройство ввода-вывода (УВВ) и далее на вычислительное устройство. Вычислительным устройством сигнал выводится на дисплей в цифровом виде и на печатающее устройство в цифровом или графическом виде.

Изменение длины волны излучения в монохроматоре производится с помощью шагового двигателя питание, на который поступает с блока, управляемого от вычислительного устройства через устройство ввод – вывод. Используемое в установке математическое обеспечение от спектрометра серии КСВУ позволяет производить сканирование спектра заданное число раз в заданном

диапазоне с постоянным заданным шагом. При этом, после каждого шага производится заданное число измерений с последующим усреднением или измерением ведется до заданного отношения сигнал / шум.

Для коррекции неравномерности спектра падающего излучения предварительно записывался спектр лампы с использованием образца из черной сажи. Образец из черной сажи служит в качестве эталонного образца, имеющего равномерный спектр поглощения в широком спектральном диапазоне и рабочей частоты модуляции. Записанные спектры лампы вводятся в запоминающее устройство. После записи спектр поглощения исследуемого образца точно делится на спектр лампы и выводится на печатающее устройство в цифровом или графическом виде с учетом неравномерности спектра излучения. ФА - ячейка является одной из основных узлов ФА-спектрометра. ФА- ячейка имеет герметическую полость с входным окном для излучения, держатель образца, канал, соединяющий ее с микрофоном и местом для микрофона.

Основные геометрические размеры ячейки: длина столба газа 0.5 см, диаметр канала, соединяющего микрофон с рабочей камерой 0.2 см, длина канала 0.4 см, диаметр рабочей камеры 0.8 см, объем камеры 0.25 см^3 . Держатель образца – съемный. Для герметизации камеры ячейки держатель образца плотно прижимается к основанию камеры с помощью прижимного болта. На подложке ячейки выполнено углубление для образца с объемом 0.1 см^3 . Диаметр углубления 0.8 см.

Измерения проводились в УФ и видимой области спектра (0.2-0.70 мкм). Ширина щели выбиралась 0.2 мм. Спектры поглощения исследуемых образцов выводились на печатающее устройство в графическом и цифровом виде. Обработка всех результатов производилось на ЭВМ, для оценки случайных ошибок машине задавалось число отсчетов, равное 20, т.е. каждое значение ФА-сигнала измерялось 20 раз, а затем усреднялось. Измерение проводилось несколько раз при постоянных условиях эксперимента, и полученные результаты подвергались статической обработке. Оценка доверительного интервала производилась по критерию Чебышева с достоверностью 0.95. Источниками систематических ошибок могут быть неравномерное распределение частиц на поверхности, изменение плотности проб и значения зеркального отражения от измерения к измерению, флуктуация

мощности излучения. Учет вышеуказанных систематических ошибок проводился путем многократного измерения значения амплитуды ФА-сигнала при неизменных условиях эксперимента.

Порошкообразные образцы состоят из двух фаз: твердых частиц и газа, адсорбированного между ними в порах. Присутствие внутреннего (адсорбированного) газа, тепловые контакты между частицами порошка, а также между частицами и внутренним газом существенно меняют общую картину формирования ФА сигнала. Примером могут служить следующие экспериментальные наблюдения: увеличение амплитуды ФА сигнала с переходом от сплошной среды к порошку, зависимость ФА отклика от диаметра частиц порошка и появление фонового сигнала между полосами поглощения. Интенсивность света при прохождении через мелкозернистую среду уменьшается не только за счет поглощения света, но и за счет эффектов диффузионного отражения и рассеяния. При разработке теории ФА эффекта применительно к дисперсным средам необходимо учитывать эти особенности порошкообразных сред. С учетом некоторых из этих особенностей авторы работы [215] сделали попытку применить теорию РГ (Розенцвейг - Гершо) к дисперсным средам для случая, когда длина падающей световой волны намного меньше размеров частиц порошка. В твердых телах тепловые характеристики формируются преимущественно под влиянием кондуктивной теплопроводности. В дисперсных и порошкообразных средах наряду с кондуктивной теплопроводностью имеет место конвективный и излучательный переносы тепловой энергии. Конвекция возникает под действием градиента температуры в слое газа, заполняющего промежутки между частицами порошка. Перенос тепла, обусловленный конвекцией, линейно зависит от размеров частиц порошка. Для очень мелкозернистых порошков конвекция фактически отсутствует.

Оценка вклада излучения в общую теплопроводность порошкообразных сред является достаточно сложной задачей. Существующие теоретические подходы являются ориентировочными и сугубо приближенными. Установлено, что чем меньше размер частиц и ниже температура среды, тем меньше вклад радиационного механизма переноса тепла. С ростом температуры и размера частиц порошка вклад радиационной теплопроводности растет. Например, для весьма

крупных размеров частиц ~ 0.6 см он составляет $\sim 7\%$. Однако и для порошкообразных сред определяющим является кондуктивная теплопроводность. При проведении оптических исследований порошков (и дисперсных систем) принципиально важным является учет рассеянного света. Очевидно, что в образцах большей толщины необходимо также учитывать и поглощение рассеянного света [216, 217]. Соответствующее выражение для амплитуды ФА сигнала, учитывающее сравнительно корректно все эти факторы (ячейка с порошком со свободной частью, заполненной газом) получено в [217].

ФА сигнал при исследовании однородных конденсированных сред в основном определяется соотношением трех параметров: коэффициента оптического поглощения, температуропроводности и толщины образца. В случае порошкообразных образцов важную роль в формировании ФА сигнала помимо этих параметров играет и размер частиц порошка, а также наличие газа между ними. Изменение диаметра частиц порошка или расширение разделяющего их газа приводят к изменению оптических и тепловых свойств образца и в конечном итоге амплитуды ФА сигнала. Эти факторы усложняют механизм образования ФА сигнала [218] в порошкообразных, дисперсных, пористых и других подобных средах и, как следствие, интерпретацию полученных экспериментальных данных и их теоретическое описание.

2.6. Исследование спектров проб аэрозолей и почв методом ИК – спектроскопии

Пробы пылевого аэрозоля были собраны в период ПБ (ПМ) тремя способами: 1- осадением на поверхность германиевых подложек, используя пятикаскадный импактор [186]; 2- естественным осадением на поверхности полиэтиленовой пленки площадью (20 м^2) и 3- естественным осадением на пластмассовые ванночки размером $85 \times 45 \text{ см}$ (37 проб).

Пробы почв были собраны по пути распространения ПБ (ПМ) от П. Айваджа до Душанбе, а также на Памире, в Гиссарской долине, Санглоке и севере страны. Для анализа отбирался верхний (1 – 2 см) слой почвы с участка 40 на 40 см. В лабораторных условиях образец очищался от крупнообломочных включений и

корней. Оставшаяся часть просеивалась через сито с сеткой 1 мм и упаковывалась для хранения и исследования в стеклянной посуде (43 проб).

Качественный и количественный анализ колебательных спектров ИК полос поглощения требует точного определения всех параметров полос, положения частоты максимума ($\nu_{\text{мак}}$) и ее интенсивности, как в максимуме, так и на крыльях полос и т.д. Существуют различные способы регистрации ИК спектров. Для регистрации спектров ИК полос поглощения использованы методы прессования в иммерсионной среде KBr. Сущность метода получения твердых образцов заключается в следующем: осадки собираются после пыльной мглы, взвешивается 10 мг и перемешивается с порошком спектрально чистого порошка KBr (99.999%). Полученная смесь порошка прессуется в специальной пресс-форме в условиях вакуума, создаваемого обычным форвакуумным насосом. Полученные с соблюдением специальных способов, таблетки имеют достаточное пропускание, которое позволяет произвести нормальный запись спектров ИК - полос поглощения.

Спектры пропускания слоев осажденных частиц ИК - излучения в диапазоне волновых чисел $\nu = 4000 \dots 400 \text{ см}^{-1}$ в лабораторных условиях измерялись на спектрофотометре «SPECORD-IR-75». Разрешение спектрометра составляет 2 см^{-1} . Отметим, что ИК - спектры аэрозольных проб и почв использовались лишь для определенных веществ в атмосфере, вносящих вклад в поглощение излучения.

2.7. Методика определения удельной активности изотопов в пробах аэрозолей и почв

Для анализа отбирался верхний (1 – 2 см) слой почвы с площади 40 на 40 см. В лабораторных условиях образец очищался от крупнообломочных включений и корней. Оставшаяся часть просеивалась через сито 1 мм и упаковывалась для хранения и исследования.

Гамма радиометрический анализ проводился с помощью детектора производства фирмы «Канберра» на основе сверхчистого германия, относительной эффективностью 10% [221].

Измерения проводились в домике из свинца с толщиной стенок 5 см, облицованном с внутренней стороны слоем кадмия толщиной 2 мм. Внутренняя

поверхность домика дезактивировалась перед каждым сеансом измерений. При измерениях образец помещался в сосуд Маринелли, общим объемом 500 см³.

Время измерения образцов и эталона было выбрано равным 6 часам, а время измерения фона (в начале и конце серии измерений) составляло 24 часа. Один из участков регистрируемого спектра показан на рисунке 2.12. Видно, что используемая система обладает необходимыми свойствами (эффективность, разрешение) для решения поставленной задачи. Точность определения удельной активности была проверена на 21 образце по 5-ти гамма линиям для изотопов уранового и по 7 линиям ториевого рядов.

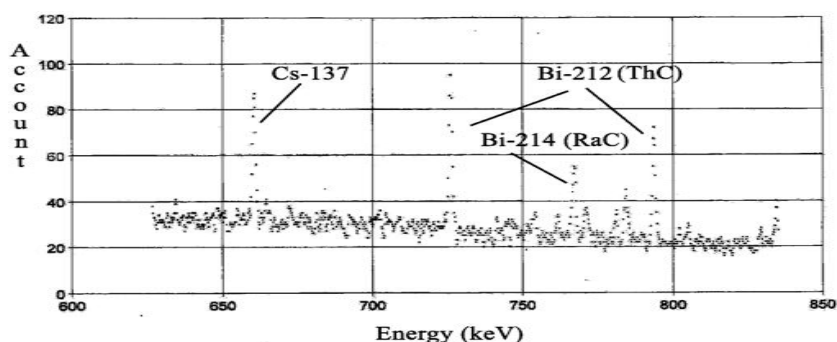


Рис 2.12. Участки, регистрируемого спектра

2.8. Оптические и микрофизические характеристики атмосферного аэрозоля по системе АЭРОНЕТ

Начиная с июля 2010 года по программе АЭРОНЕТ с использованием солнечного фотометра Cimel CE-318 (рис.2.13), расположенного на крыше ФТИ, проводятся регулярные измерения спектральной аэрозольной прозрачности атмосферы в трех диапазонах: в УФ, видимой и ближней ИК (БИК) - области спектра на 7 длинах волны ($\lambda = 340, 380, 440, 500, 670, 870$ и 1020 нм); яркости неба в альмукантарате и в плоскости солнечной вертикали на 4-х длинах волн $\lambda = 440, 670, 870$ и 1020 нм а также общего содержания водяного пара в атмосфере. Полученные данные выставлены на сайте НАСА: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>.

Данные измерений могут быть использованы для восстановления следующих оптико-микрофизических характеристик аэрозоля, усредненных по всей толще атмосферы: аэрозольной оптической толщины; параметра Ангстрема (как характеристики спектральной зависимости оптической толщины); интегрального содержания водяного пара в атмосферном столбе; функции

распределения аэрозольных частиц по размерам; комплексного показателя преломления вещества аэрозольных частиц; альбеда однократного рассеяния.

Солнечный фотометр состоит из сенсорной головки, электронного блока с микропроцессором и модулем памяти, а также робота. Сенсорная головка этого инструмента имеет полное поле зрения 1.2° , два коллиматора длиной 33см для уменьшения уровня паразитной засветки и два кремниевых детектора для измерения прямого солнечного излучения и яркости неба.

Восемь интерференционных фильтров установлены на диске перед детекторами и вращаются при помощи шагового двигателя. Сенсорная головка управляется азимутальным и зенитным шаговыми двигателями с точностью 0.05° . Наведение и слежение за Солнцем осуществляется роботом под управлением микропроцессора, который вычисляет положение Солнца на основе времени, долготы и широты места, где проводятся измерения. Точность вычисления и наведения сенсорной головки на Солнце составляет около 1° . Для более точного наведения и слежения используется четырех квадрантный детектор, встроенный в сенсорную головку. Электронный блок состоит из двух микропроцессоров для сбора информации и управления движением в режиме реального времени.



Рис. 2.13. Солнечный фотометр Cimel CE-318 в работе установленный на станции наблюдения в г.Душанбе.

Данные с модуля памяти солнечного фотометра могут быть перенесены на РС или через систему сбора данных на один из геостационарных спутников: GOES,

METEOSAT или GMS и затем ретранслироваться на соответствующую наземную принимающую станцию. Робот выполняет наведение на солнце и слежение за ним. Солнечный фотометр CIMEL CE-318 измеряет прямую солнечную радиацию на 8 длинах волн видимого спектра: 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 и 1020 нм, яркость неба в альмукантарате и в главной плоскости Солнца на 4 длинах волн: 440, 670, 870 и 1020 нм. Фильтр на 940 нм используется для восстановления содержания водяного пара в атмосфере в виде осажденной воды. Ширина полосы интерференционных фильтров различна: от 2 нм (УФ каналы) до 10 нм для видимой и ближней ИК области спектра. Суммарная ошибка измерения спектральной аэрозольной оптической толщины изменяется от ± 0.01 до ± 0.02 и спектрально зависит от больших ошибок в УФ области спектра. Полное содержание водяного пара в атмосфере (в см осажденной воды) совпадает в пределах $\sim 10\%$ с измерениями радиозондом или микроволновым радиометром.

Полученные данные будут использованы: для моделирования и изучения радиационного режима атмосферы, определения количественных и качественных характеристик аэрозольной компоненты атмосферы, а также для моделирования переноса излучения в реальной атмосфере с учетом аэрозоля; для моделирования климатических изменений в региональном и глобальном масштабе; для подтверждения и коррекции данных спутниковых наблюдений аэрозоля; для мониторинга и определения динамики трансформации и перемещения аэрозоля в атмосфере; в качестве дополняющих наборов данных и вспомогательной базы данных для автоматических лидарных систем, сетей по радиационному мониторингу и мониторингу озона; для оценки трендов (месячных, сезонных, годовых) изменения оптических свойств атмосферы; для оценки степени загрязнения воздушного бассейна г. Душанбе. Программа исследований рассчитана на долгосрочную перспективу.

Проведение исследований в данном направлении обусловлено тем, что аэрозоль играет существенную роль в формировании и изменении климата как в региональном, так и в глобальном масштабе. Результаты исследований в рамках данной программы использованы для анализа степени аэрозольного загрязнения воздушного бассейна г. Душанбе.

2.9. Изменение радиационных характеристик атмосферы и альbedo поверхности

Для решения задач, связанных с долговременным непрерывным мониторингом радиационных свойств атмосферы и накоплением данных измерений солнечной радиации в широком спектральном диапазоне, впервые в г.Душанбе был создан наземный измерительный комплекс, состоящий из пиранометра (рис.2.14.) и альбедометра (рис.2.15.).



Рис.2.14. Пиранометр CE 180 (Фирмы Ciel, Франция) для измерения глобальной солнечной радиации .

Комплекс расположен на крыше здания ФТИ. Автоматизированный измерительный комплекс создан на базе электронно-механических элементов и датчиков излучения, серийно выпускаемых компанией CIMEL (Франция). Все датчики радиации и отдельные элементы измерительного комплекса имеют сертификат ISO 9001 и сертифицированы в соответствии с требованиями WMO для использования на сетевых станциях. Данный комплекс позволяет проводить измерения солнечной радиации в широком спектральном диапазоне: от ультрафиолетовой до БИК (0.3-2.8 мкм).

Характеристики пиранометра CE 180: спектральный диапазон 300 – 2800 nm (на уровне 50%); чувствительность $12 \mu\text{V/W/m}^2 (\pm 20)$; точность и нелинейность $< \pm 1\%$ (0-2000 W/m²).

Выбранные поддиапазоны соответствуют спектральным характеристикам датчиков излучения. Комплекс позволяет проводить измерения диффузной, прямой и глобальной солнечной радиации и альbedo поверхности.



Рис.2.15. Альбедометр CE 180.2A (Фирмы Cimel, Франция) для измерения глобальной солнечной радиации, отраженной радиации и альbedo поверхности.

Сбор данных, их предварительная обработка и накопление производится устройством записи и выдачи данных CR1000 (рис.2.16.) 8 дифференциальными регулируемыми входными каналами и с объемом встроенной энергонезависимой памяти – 128 Кб. Аналоговый вход каждого канала регулируется по уровню входного сигнала, определяя в конечном счете разрешение сигнала в диапазоне от 0.33 до 333 мВ. Устройство CR1000 установлено на стационарной платформе, соединено с каждым датчиком радиации



Рис.2.16. Устройство CR1000 (Фирма Campbell Scientific INC, США) для сбора и обработки экспериментальных данных.

2.10. Описание объектов исследования

Для проведения измерения оптических и микрофизических характеристик аэрозоля необходимо предварительно подготовить образцы. Ниже будет описан весь набор образцов, который был подготовлен и затем исследован созданным нами комплексом экспериментальных установок.

Объектами исследования в настоящей работе являлись:

1. Атмосферный аэрозоль в натурных условиях (изучение оптических и микрофизических характеристик пылевого атмосферного аэрозоля по системе AERONET, а также радиационные характеристики атмосферы: глобальная и отраженная радиация, альbedo подстилающей поверхности).

2. Пробы образцов почв, собранные по пути распространения пылевой мглы и пыль отобранные 15 октября 1990 г естественным осаждением в г. Душанбе (табл.2.2).

3. Пробы пылевого аэрозоля, осажденного в результате пылевой мглы в полиэтиленовой пленке (в окрестности п.П. Айвадж г. Душанбе и обсерватории Санглок (табл. 2.3, и 2.4.), а также пробы образцов почв, собранные по пути распространения пылевой мглы, где высока вероятность обогащения их частицами местного происхождения с различными минералогическими составами (табл. 2.5).

4. Газо-аэрозольный состав атмосферы в пустыне П. Айвадж, г.Душанбе база ФТИ АН РТ, в высокогорной зоне Сиякух, п.Зидди (исследование вариации парниковых газов CO_2 и O_3 и распределения частиц по размерам).

Таблица 2.2.

Пробы почв и ПМ для исследования методами ФА и лазерной флуориметрии

Проба	Места сбора	Широта	Долгота	Высота, м*
1	Восточные холмы, г. Душанбе	38°33'12"	68°51'37"	866
2	п. Охтог, северо-восток г. Душанбе	38°34'04"	68°51'24"	895
3	Пустыня Шаартуз (под колючкой)	37°00'58"	68°03'28"	324
4	Пустыня Шаартуз (вблизи источника)	37°00'58"	68°03'28"	308
5	Пустыня Кабодиён (красные холмы)	37°39'44"	68°08'38"	507
6	Пустыня Шаартуз (равнина)	37°00'58"	68°03'28"	315
7	Пыльная мгла, 15 октября 1990г., Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821

Таблица 2.3.

Пробы ПМ для исследования методом ИК - спектроскопии и элементного анализа.

Проба	Места сбора ПМ	Широта	Долгота	Высота,м*
12	03-30.11.2007г. Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
13	15.08. 2008г. в г.Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
14	16.09.2009 П. Айвадж	36°58'45,5"	68°01'24"	311
15	25.09.2009 П. Айвадж,	36°58'45,5"	68°01'24"	311
21	17.03.10.П. Айвадж	36°58'45,5"	68°01'24"	311
22	19.03.10. П. Айвадж	36°58'45,5"	68°01'24"	311
23	13-21.11.2007 г, г. Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
24	23.11.2007 г, г. Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
25	04-15.08.2008 г, г.Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
26	26.05.-28.05.2009, п . Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
27	25-30.08.2009 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
28	29.08.2009 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
32	24.05.-28.05.2010, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
33	31.05.-14.06.2010 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
34	09.07.-13.07.2010 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
35	19.07.-23.07.2010 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
39	23.08.-25.08.2010 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
40	12.09.2010 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
41	16.09.2010 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
42	08.10.2010 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
43	08.10.2010 г, г. Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
44	22-4.10.2010 г, г. Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
45	11.10.-15.10.2010 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
46	19.10.-23.10.2010 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
47	01.12.-05.12.2010 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
48	13.12.-17.12.2010 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
49	13.12.-17.12.2010 . г. Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
50	12.03.-16.03.2011г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319

Таблица 2.4.

Пробы пыльной мглы для исследования методом ИК - спектроскопии и элементного анализа

Проба	Места сбора ПМ	Широта	Долгота	Высота, м*
51	01.04.-05.04.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
52	14.04.-16.04.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
53	26.04.-30.04.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
54	02.05.-06.05.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
55	08.05.-12.05.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
56	14.05.-21.05.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
57	19.05.-21.05.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
58	29.05.-02.06.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
59	25.06.-27.06.2011 г, п. Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
60	16.06.-17.06.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
61	25.06.-27.06.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
62	14.07.-16.07.2011 г, г. Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
63	11.07.-16.07.2011 г, г. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
64	08.08.-2011.08.2011 г, г. Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
68	26.08.2011-27.08.2011г, г. Душанбе	38°33'11"	68°51'28"	821
69	13.09.-17.09.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
70	02.10.-09.10.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
72	08.08.-09.08.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
73	25.08.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
74	27.08.2011г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
75	13-15.09.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
76	03.10.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
77	05.10.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
78	20.10.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
79	26.10.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
80	05.11.2011 г, п. Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319

Таблица 2.5.

Пробы почв для исследования методом ИК - спектроскопии и элементного анализа.

Проба	Места сбора проб почв	широта	Долгота	Высота,м*
1	Пустыня Айвадж	36°58'42"	68°01'11"	319
2	Метеостанция Айвадж	36°58'42"	68°01'24"	319
3	Пустыня Шаартуз	37°00'58"	68°03'28"	324
4	Пустыня Кабодиён (белые холмы)	37°39'44"	68°08'38"	507
5	Пустыня Кабодиён (красные холмы)	37°39'44"	68°08'38"	508
6	Гиссар, Шарора	38°29'18"	68°39'18"	749
7	Душанбе Восточные Холмы, база ФТИ	38°33'12"	68°51'37"	866
8	Душанбе Восток, к/к. Охтог	38°34'04"	68°51'24"	895
9	Памир Рушан, к/к Баджу	37°56'26"	71°33'38"	3000
10	Турсунзаде, Алюминиевый завод	38°30'30"	68°13'30";	680
11	Турсунзаде, Алюминиевого завода	38°30'30"	68°16'23"	700
16	Вблизи метеостанция П. Айвадж	36°58'37"	68°01'15"	403
17	Пустыня Шаартуз	37°18'32"	68°09'02"	364
18	Пустыня Кабодиён (белые холмы)	37°8'14"	68°20'31"	513
18а	Пустыня Кабодиён (красные холмы)	37°51'20"	68°36'38"	514
19	Хуросон	37°51'20"	68°36'22"	398
20	Фахрабад	38°20'50"	68°42'55"	1159
29	Душанбе, восточная часть	38°32'36"	68°51'25"	801
30	Душанбе, северная часть Цемзавод	38°36'41"	68°47'21"	898
31	Термез	37°13'01"	67°16'58"	300
36	Истаравшан	39°54'21"	69°01'15"	1039
37	Зафаробод	40°10'34"	68°46'31"	384
38	к/к Ак-Архар, Памир	37°57'36"	73°43'15"	4365
65	к/к Шпат, Памир	37°57'36"	73°43'15"	1990
66	к/к Ахвез, Памир	37°57'36"	73°43'15"	1960
67	к/к Сипиш, Памир	37°57'36"	73°43'15"	1910
71	Душанбе Восток, к/к. Охтог	38°34'04"	68°51'24"	895

*- метр над уровнем моря (м над ур. моря)

ГЛАВА III. ИССЛЕДОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ И МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ И ОБРАЗЦОВ ПОЧВ АРИДНОЙ ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

3.1. Оптические толщины пылевого аэрозоля в видимой и инфракрасной области спектра

В настоящем параграфе описаны результаты измерения аэрозольных оптических толщин, выполненные в аэрозольной камере для УФ - видимой и ИК-областей спектра, и результаты измерений в натурных условиях (в период пыльной мглы в г. Душанбе).

На оптической установке, приведенной на рис.2.1., был получен спектр пропускания атмосферы в УФ, видимой и ИК – области спектра, которые приведены на рис.3.1.

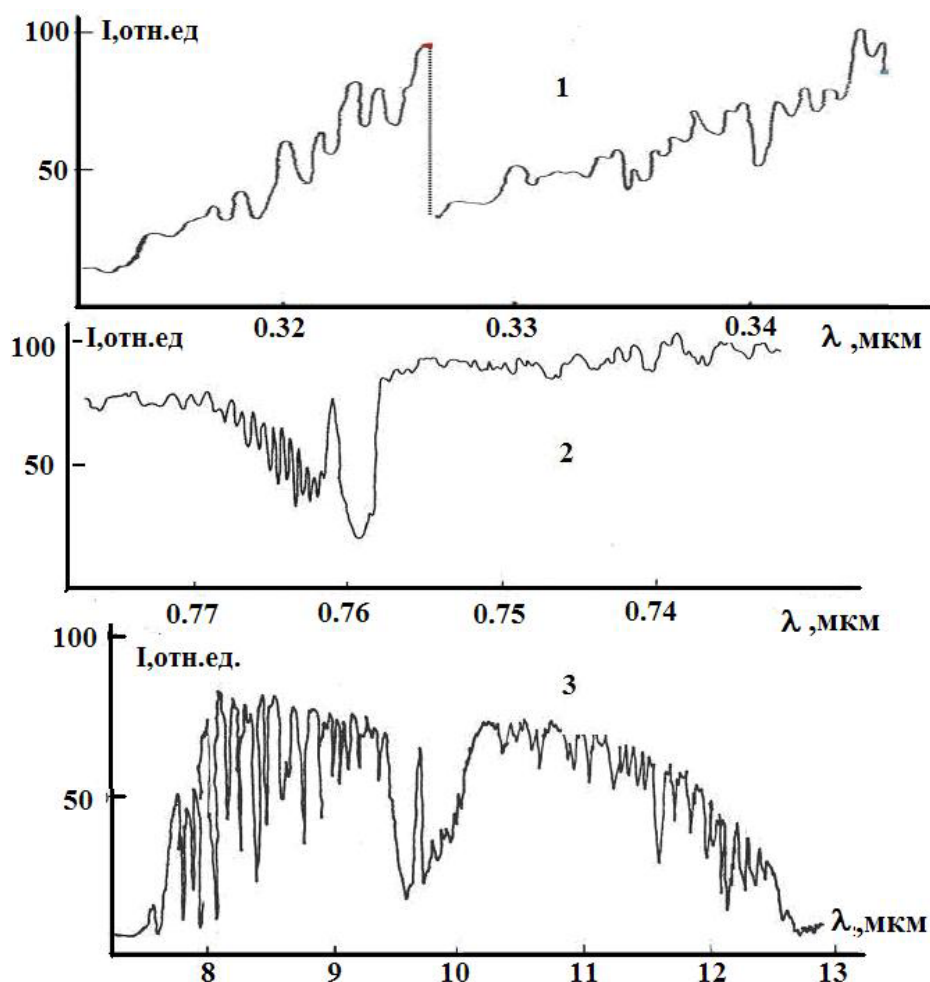


Рис.3.1. Спектр пропускания атмосферы в оптическом диапазоне: 1-в УФ - области; 2-в видимой области; 3- в ИК – области спектра.

Для проб, собранных в Шаартузе, Кабодиёне, Душанбе и Охтоге, измерены спектральные интенсивности пропускания света в УФ, видимой, ближней и средней ИК - областях спектра (соответственно при $\lambda=0.37, 0.55, 1.0, 10.2$ мкм), проведен расчет прозрачности аэрозольной среды (P_a) и оптической плотности (τ_a). Для этих длин волн определен параметр Ангстрема $\alpha(\lambda)$. В ходе проведения эксперимента пробы, собранные по пути распространения пылевых бурь от Шаартуза до Душанбе, распылялись в аэрозольной камере, имитируя пылевую бурю.

На рис.3.2. изображена зависимость прозрачности аэрозольной среды от времени, прошедшего после распыления. Оптическая толщина запыленного воздуха ($\tau_a = -\ln(P_a)$) на длинах волн, используемых в системе АЭРОНЕТ, показано на рис. 3.3.

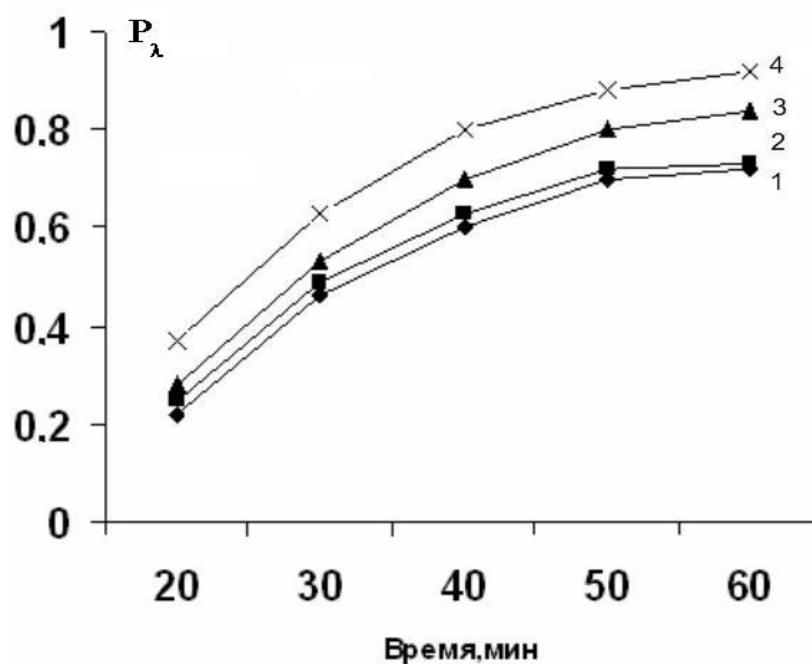


Рис.3.2. Временная зависимость прозрачности : 1- 0.37 мкм, 2- 0.55, 3- 1.02, 4- 10.2.

Наибольшая прозрачность и наименьшая оптическая плотность соответствуют инфракрасному излучению.

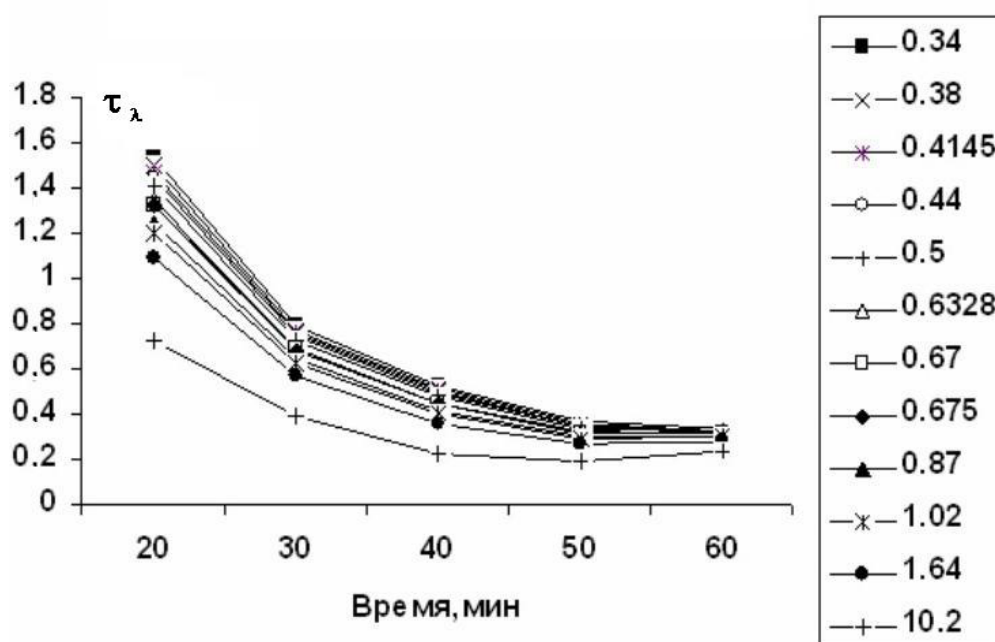


Рис.3.3. Временная зависимость оптической толщины для длин волн АЭРОНЕТ.

По оптической толщине для различной степени запыленности определялся параметр Ангстрема

$$\alpha(\lambda) = -\ln[(\tau_{\lambda})/(\tau_{0.55})]/\ln(\lambda/0.55)$$

Отметим, что использованием четырех базисных значений параметра Ангстрема можно восстановить весь спектр поглощения в области его монотонного изменения. По этим спектрам рассчитаны зависимости оптических толщин от времени осаждения пыли на тех же длинах волн АЭРОНЕТ (рис.3.3). Для пробы пыли, собранной в Шаартузе, Кабодиёне, Душанбе, Охтоге и смешанной пыли значения оптической толщины τ_{λ} и параметр Ангстрема $\alpha(\lambda)$ представлены в табл.3.1.

Таблица 3.1.

Оптическая толщина и параметр Ангстрема.

Местность	Оптическая толщина, τ_a	Параметр Ангстрема, $\alpha(\lambda)$
Шаартуз	0.18-4.9	0.32-0.89
Кабодиён	0.63-3.91	0-0.93
Душанбе	0.3-1.54	0.1-0.26
Охтог	0.05-2.4	0.14-1.98
Смешанная пыль	0.61-3.91	0.23-0.40

Спектральная зависимость оптической толщины для различной степени запыленности, полученная для проб, собранных в Душанбе, приведена на рис.3.3.

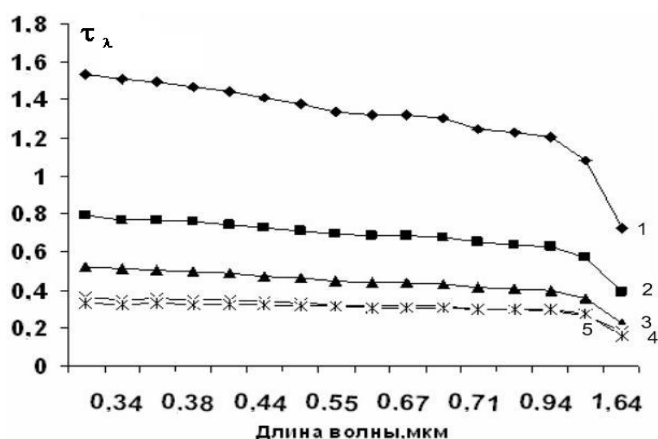


Рис.3.4. Временная зависимость спектра оптической толщины для длин волн АЭРОНЕТ: 1- 10 мин, 2- 20, 3-30, 4- 40, 5- 50.

На рис.3.5. приведены спектры параметра Ангстрема для проб из г.Душанбе. Значение параметра Ангстрема $\alpha(\lambda) < 1$ указывает в основном на наличие крупных частиц в аэрозольных пробах, собранных в пустыне Кабодиён и в окрестности Душанбе, тогда как значение параметра Ангстрема $\alpha(\lambda) < 2$ указывает на наличие смеси частиц в пробах, собранных в Охтоге. Во всех пробах не обнаружено мелких частиц, на что указывает отсутствие значений параметра Ангстрема $\alpha(\lambda) > 1$.

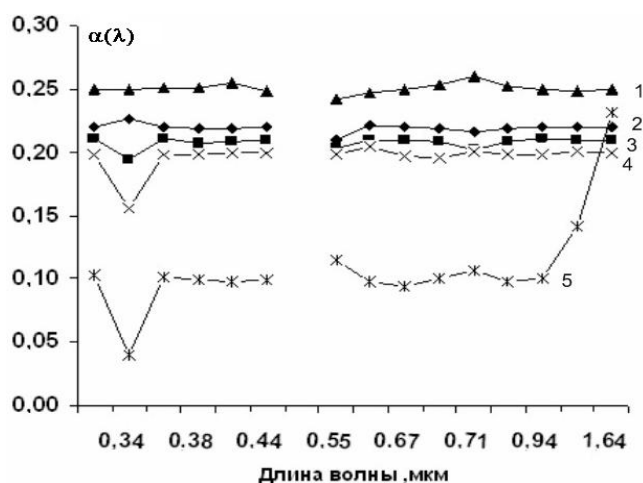


Рис.3.5. Спектральное изменение параметра Ангстрема для длин волн АЭРОНЕТ : 1- 10 мин, 2- 20, 3-30, 4- 40, 5- 50.

Для оценки поглощательных свойств аэрозоля в различных областях спектра проведен расчет соотношения оптических толщин в УФ-, видимой, ближней ИК- и

средней ИК - области спектра проб, собранных в Шаартузе, Кабодиёне, Душанбе, Охтоге и смешанной пыли. Результаты представлены в табл.3.2. Соотношения оптических толщин в видимой области спектра к оптической толщине в ИК - области больше по сравнению тех же значений в УФ, видимой и ближней ИК - областях спектра для всех исследованных проб. Это указывает на то, что пылевой аэрозоль более прозрачен в ИК - области, чем в ближней ИК-, видимой и УФ - областях спектра.

Таблица 3.2.

Соотношения оптических толщин (COT).

COT	Шаартуз	Кабодиён	Душанбе	Охтог	СП
$\tau_a(0.55)/\tau_a(0.34)$	0.65-0.95	0.64-0.95	0.90-1.27	0.38-0.94	0.83 - 1.0
$\tau_a(0.55)/\tau_a(0.63)$	1.02-1.15	1.0-1.13	1.01-1.44	1.02- 1.33	1.0 - 1.09
$\tau_a(0.55)/\tau_a(1.02)$	1.07-1.74	1.06-1.74	1.06-1.58	1.09 - 3.2	1.01 - 1.55
$\tau_a(0.55)/\tau_a(10.2)$	1.34–1.98	1.34-13.82	1.84-2.52	1.50- 8.90	1.0 - 3.22

В связи с этим можно считать, что пылевой аэрозоль вносит значительный вклад в нагрев атмосферы из-за сильного поглощения в ИК - области спектра.

На рис.3.6. приведены спектральные зависимости $\tau_a(\lambda)$ для 4-х типов пыли.

Тип а. Пыль, принесенная пылевой мглой 16 сентября 1989г. Для ее сбора боковые окна камеры оставались открытыми до конца пылевого периода, чтобы как можно больше пыли оседало на внутренние поверхности камеры. Регистрировались значения I_{λ}^0 , затем камера наглухо закрывалась и с помощью пылесоса вновь аэрозоль размешивалась с воздухом. После равномерного перемешивания пылевого аэрозоля открывался световой люк камеры для регистрации величин для полученного таким образом аэрозоля, максимальные значения $\tau_a(\lambda)$ составляли -0.3 при $\lambda=10.2$ мкм и -0.65 при $\lambda=0.55$ мкм. Как видно (рис.3.6)., спектральная зависимость $\tau_a(\lambda)$ для данного типа аэрозоля имеет слабо выраженный максимум в области спектра 0.55-1.0 мкм.

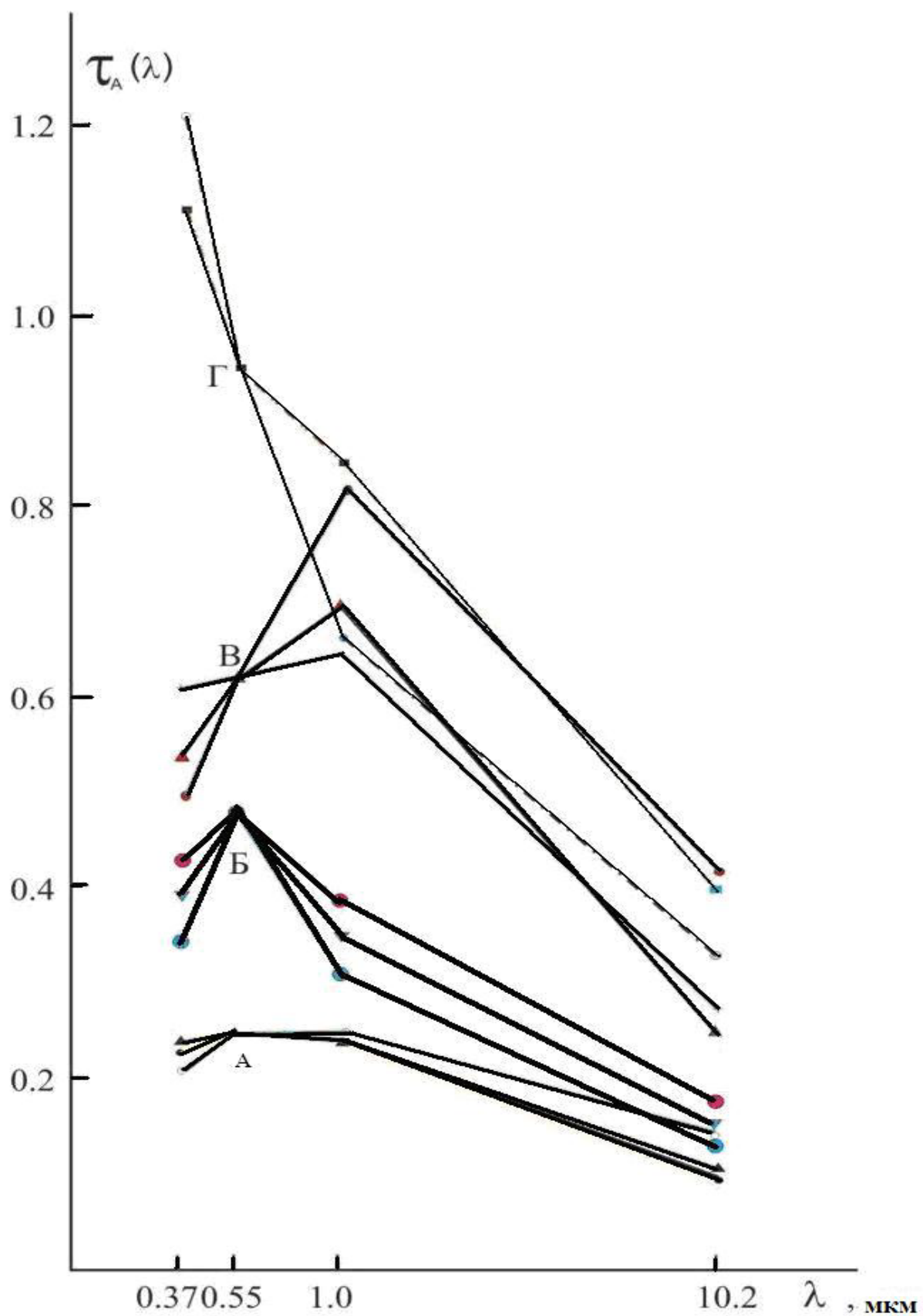


Рис. 3.6. Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщи τ_λ для четырех типов пыли (а, б, в, г, пояснение дано в тексте).

Тип б. Смесь трех образцов пыли, собранных в окрестности Шаартуза, Кабадиана (розовый цвет) и Душанбе. Обнаруживается четко выраженный максимум $\tau_a(\lambda)$ при $\lambda=0.55$ мкм. Возможно, это связано с наличием такого же максимума в зависимостях $\tau_a(\lambda)$ для пыли собранной у наблюдательной площадки в окрестности Шаартуза.

Тип в. Образец пыли собран у наблюдательной площадки в окрестности г. Душанбе. Пологий максимум $\tau_a(\lambda)$ регулярно обнаруживается при $\lambda =1.0$ мкм.

Тип г. Пыль белого цвета собрана в северо-восточном окрестности г. Душанбе у поселка Охтог (Белый холм). Спектральные зависимости $\tau_a(\lambda)$ не имеют максимума в области спектра $\lambda=0.37$ и 10.2 мкм. Величины $\tau_a(\lambda)$ растут с уменьшением λ . Это единственный тип набора образцов пыли, спектральная зависимость которых исследовалась по величине без максимума в зависимости от $\tau_a(\lambda)$. В целом, было получено около 50 спектральных зависимостей $\tau_a(\lambda)$, Наиболее характерными являются типы **а** и **в** с максимумом в области спектра $\lambda=0.55-1.0$ мкм, что представляется важным при исследовании температурных эффектов пылевого аэрозоля, которые должны определяться, в частности, соотношением - $\tau_a(\lambda)$ в видимом и ИК диапазонах спектра.

Соотношения оптических толщин можно оценить по величинам ($K=\tau_a(0.55)/\tau_a(10.2)$), значения которых приведены в табл. 3.3. Из этих данных видно, что для приведенных типов пылевого аэрозоля $K>1$, а для аэрозоля типов **а** и **в** величины K практически одинаковы.

Таблица 3.3.

Значения величины $K=\tau_a(0.55)/\tau_a(10.2)$ для четырех типов пыли.

N	Аэрозоль	K
1.	Тип а	1.75-2.65
2.	Тип б	1.80-3.15
3.	Тип в	1.40-3.20
4.	Тип г	2.40-3.20

Для сопоставления в табл.3.4. приведены величины данных измерений в морских и аридных зонах, которые были проведены в 1974 г, в период ТРОПЭКС-74 [222] в Центральной тропической части Атлантического океана, а также в аридных условиях-1981г, в период аэрозольного эксперимента АРАЭКС-81 [223-224] в окрестности г. Душанбе

Величины $\tau_a(\lambda)$, полученные в морских условиях по данным измерений прямой солнечной радиации актинометром, отнесены к $\lambda=0,55$ мкм. Для их определения использованы фактические результаты [14].

Сравнение данных таблиц 3.3 и 3.4 показывает, что как при выносе пыли из Сахары, так и из пустынь юга Средней Азии, величины K близки друг к другу. Этот вывод ценен тем, что может существенно упростить расчеты климатообразующих свойств пылевого аэрозоля.

Таблица 3.4.

Значения величины $K=\tau_a(0,55)/\tau_a(10,2)$ по данным натурных измерений в морской и аридной зонах.

N	Дата	$\tau_a(\lambda)$	$\tau_a(\lambda)$	K	Примечание
		$\lambda=0.50\text{мкм}$	$\lambda=10.4\text{мкм}$		
1.	30.VI I.74	0.15	0.05	3.0	Океан, слабая дымка
2.	31.VI I.74	0.30	0.25	1.2	Океан, пылевая дымка
3.	21.I X.89	0.40	0.20	2.0	Душанбе, пылевая мгла

Полученные значения K невелики - 1.2-3.2, иначе обстоит дело с дымовым аэрозолем (в [225], по данным для дымового аэрозоля величина K почти на порядок выше, чем для пыли [226-235]. Кроме того, они существенно отличаются для дымов различного происхождения.

Используя метод, разработанный по теории Ми [225], были рассчитаны коэффициенты ослабления и альbedo однократного рассеяния, для чего использовано модифицированное гамма - распределение частиц по размерам [225]

$$f(r) = Ar^{\mu} \exp(-\eta r^{\gamma}), \quad (3.1)$$

где $\mu, \gamma, \eta = \mu / r_{\text{мод}}^{\gamma}$ –параметры распределения, $r_{\text{мод}}$ -модальный радиус сферических частиц, A - постоянный коэффициент, зависящий от концентрации частиц.

Комплексный показатель преломления пылевого аэрозоля использовался из работы [225].

Расчеты проводились для следующих значений параметров гамма – распределения: $r_{\text{мод}}=0.05; 0.1; 0.5; 1.0; \text{ и } 3.0$ мкм; $\mu=2,6; \gamma=1$

Одновременно для каждой модели вычислялся средний эффективный радиус $r_{\text{эфф}}$:

$$r_{\text{эфф}} = \int_0^{\infty} r^3 f(r) dr / \int_0^{\infty} r^2 f(r) dr \quad (3.2)$$

Расчеты проводились на четырех длинах волн $\lambda_1=0.37$ мкм, $\lambda_2=0.55$ мкм, $\lambda_3=1$ мкм и $\lambda_4=10.2$ мкм (как в эксперименте). На рис.3.7. представлены примеры расчета отношения коэффициента ослабления выраженного в виде $\varepsilon_{\lambda}/\varepsilon_{0.55}$. Из рисунка видно, что для среднего эффективного радиуса частиц в пределах 0.1-4.5 мкм спектральный ход соотношений коэффициента ослабления различен для разных длин волн. Если для $\lambda=0.37$ мкм происходит уменьшение этого соотношения от 2 до 1, то для $\lambda=10.2$ мкм происходит увеличение от 0 до 1.5, а для $\lambda=1$ мкм сначала до $r_{\text{эфф}}=0.75$ происходит увеличение соотношения от 0.2 до 1.3, а затем спад до 1.

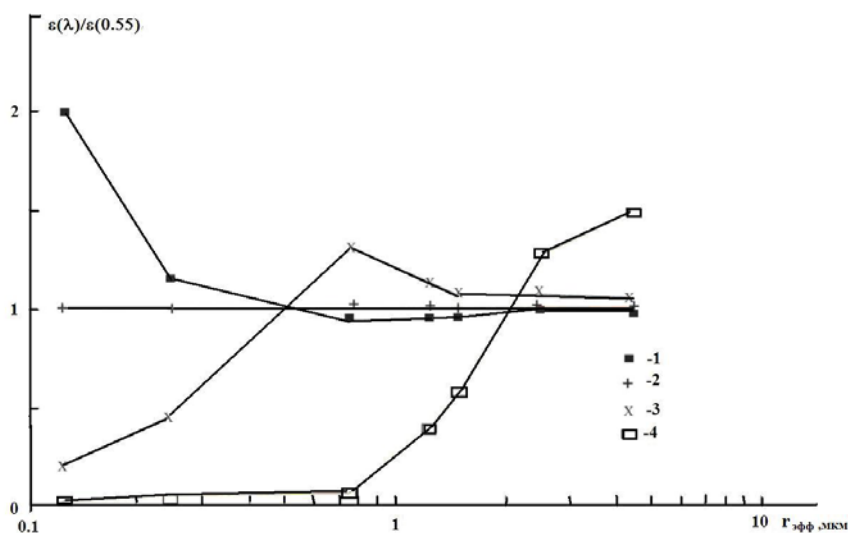


Рис.3.7. Отношение коэффициентов ослабления вида $\varepsilon_{\lambda}/\varepsilon_{0.55}$ при различных $r_{\text{эфф}}$

Сравнивая вычисленное соотношение оптических толщин с ранними [84,225] экспериментальными результатами (табл.3.5.) можно убедиться, что результаты охватывают экспериментальные значения величин в обычной атмосфере и в аэрозольной камере при распылении проб пылевого аэрозоля

(пылевой мглы и пылевой бури),

На рис.3.8. представлены примеры расчета альбеда однократного рассеяния.

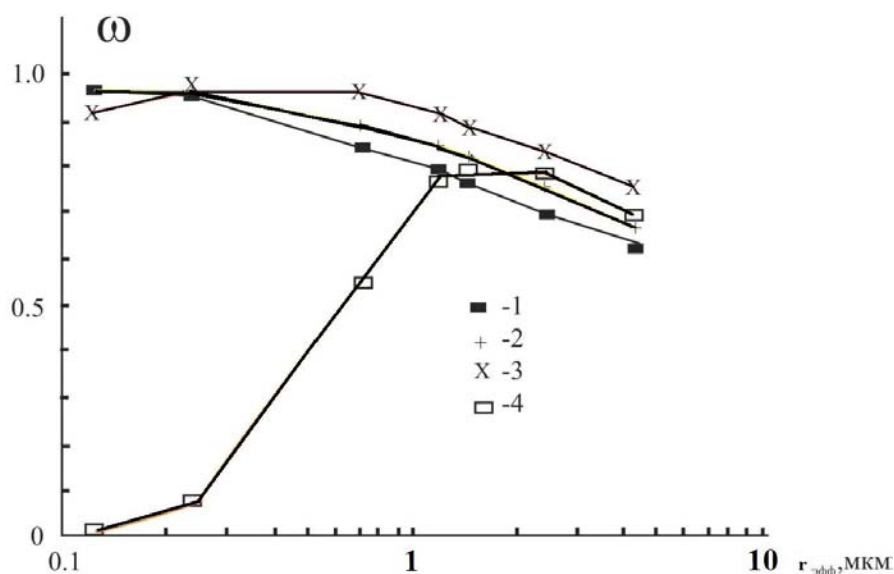


Рис. 3.8. Альбеда однократного рассеяния ω для различных значений $r_{эфф}$.

Как видно из рисунка, для трех длин волн $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ отмечается постепенное падение альбеда однократного рассеяния по мере увеличения $r_{эфф}$, а для λ_4 картина выглядит следующим образом: до $r_{эфф}=1.2$ мкм происходит увеличение альбеда однократного рассеяния от 0 до 0.76, в диапазоне от 1.2 мкм до $r_{эфф}=2.5$ мкм происходит уменьшение до величин 0.65.

Таблица 3.5.

Сравнение экспериментальных и расчетных значений соотношения оптических толщин пылевого аэрозоля.

Среда	$\tau_{0.37} / \tau_{0.55}$	$\tau_{1.0} / \tau_{0.55}$	$\tau_{10.2} / \tau_{0.55}$
Атмосфера	0.63-2.5	0.66-2.0	0.53-1.07
Аэрозольная камера	0.58-1.2	0.38-1.1	0.008-0.57
Расчет	0.94-2.0	0.20-1.3	0.006-1.50

Измерения альбеда однократного рассеяния пылевого аэрозоля в период советско-американского эксперимента [81] привели к значениям $\omega > 0.85$, т.е. пылевой аэрозоль приводит к охлаждению атмосферы, что подтверждается исследованиями и по изучению температурных эффектов пылевого аэрозоля [14,84]. В табл.3.6. приведены границы изменения эффективного размера частиц

пылевого аэрозоля, приводящего к глобальному охлаждению и глобальному нагреву [14].

Таблица 3.6.

Критерии глобального охлаждения и глобального нагревания для эффективного размера частиц пылевого аэрозоля.

λ	$r_{\text{эфф}}$, МКМ	
	$\omega > 0.85$, охлаждение	$\omega < 0.85$, нагревание
0.37	< 0.75	> 0.75
0.55	< 1.25	> 1.25
1.00	< 1.50	> 1.60
10.2	----	0.05-4.50

3.2. Актинометрические исследования аэрозольной оптической толщины атмосферы по Солнцу

Таджикистан, благодаря своим природно-климатическим условиям, является одним из наиболее подходящих регионов для широкого применения солнечной энергетики. Продолжительность солнечного сияния составляет от 280 до 330 дней в году, а плотность солнечного излучения доходит до 1 кВт/м^2 и более. Дни «без солнца» в Таджикистане наблюдаются редко - 34 - 50 дней в долинно-предгорных районах и 10 - 12 в высокогорьях, и лишь на леднике Федченко их количество составляет 80 дней. Наибольшее количество дней «без солнца» наблюдается в зимнее время - 6 - 12 дней. В среднем, за последнее десятилетие, с июня по сентябрь наблюдается всего 1 - 5 дней «без солнца». Приход солнечной радиации на горизонтальную поверхность при ясном небе в полуденные часы на равнинной части территории составляет $0.33 - 0.81 \text{ кВт/м}^2$, в горных районах – $0.46 - 1.02 \text{ кВт/м}^2$, наличие облачности уменьшает приходящую солнечную радиацию и радиационный баланс. В целом за год облачность снижает поступление прямой радиации на 32 - 35 % от потенциально возможной для равнинной части и на 50 % - для горной части. Суммарная радиация определяется общим приходом прямой и рассеянной радиации на горизонтальную поверхность. Интенсивность суммарной

радиации на всей территории республики достигает максимального значения в июле. Интенсивность суммарной радиации изменяется для предгорных районов от 280 до 925 мДж/м². В высокогорных районах она колеблется от 360 до 1120 мДж/м² [34-39].

Таким образом, интегральная прозрачность атмосферы является характеристикой атмосферы в значительной степени, определяющей потоки солнечного излучения, поэтому важно исследовать причины и степень ее изменчивости в условиях аридной зоны.

В данном параграфе анализированы результаты измерения величины P -интегральной прозрачности атмосферы над г. Душанбе, подверженным выносу воздушных масс с южного Таджикистана, несущих пылевой аэрозоль пустынного происхождения, а также факторы, вызывающие изменчивость интегральной прозрачности. Оценен вклад аэрозоля в ослабление потока прямой, суммарной солнечной радиации. Показано, что аэрозоль является главным компонентом, определяющим как значение оптической толщины атмосферы, так и степень ее изменчивости. Изучены изменения отраженной и рассеянной радиации при пылевом выносе.

Измерения, проведенные нами в условиях высокогорной аридной зоны, указывают на среднее значение $P = 0.61$ при вариациях P от 0.40 до 0.78. Оценки показывают, что при таком изменении P происходит уменьшение потока прямой радиации $\Delta S/S \sim 35-50\%$ в случае пылевого выноса относительно фоновых значений. Оценки, проведенные нами, показывают, что изменение потока суммарной радиации Q в безоблачных условиях при уменьшении прозрачности от 0.78 до 0.40 составляет: $\Delta Q/Q \sim 20-30\%$.

Определение интегральной прозрачности атмосферы проводилось в период август – сентябрь 1989 г и октябрь 1990 г, так как в последующие годы не происходили такие сильные пылевые бури, значения которых были определены с помощью актинометра в системе автоматического слежения за Солнцем. Синхронно проводились измерения интенсивности отраженной и рассеянной радиации.

Результаты иллюстрированы на рис.3.9 и 3.10, где S - прямая солнечная радиация кВт/м², D -рассеянная солнечная радиация, кВт/м², R -отраженная

солнечная радиация, кВт/м^2 , Q - суммарная солнечная радиация в кВт/м^2 в период наблюдения. Среднедневные значения величин относятся к $h = 30^\circ - 55^\circ$.

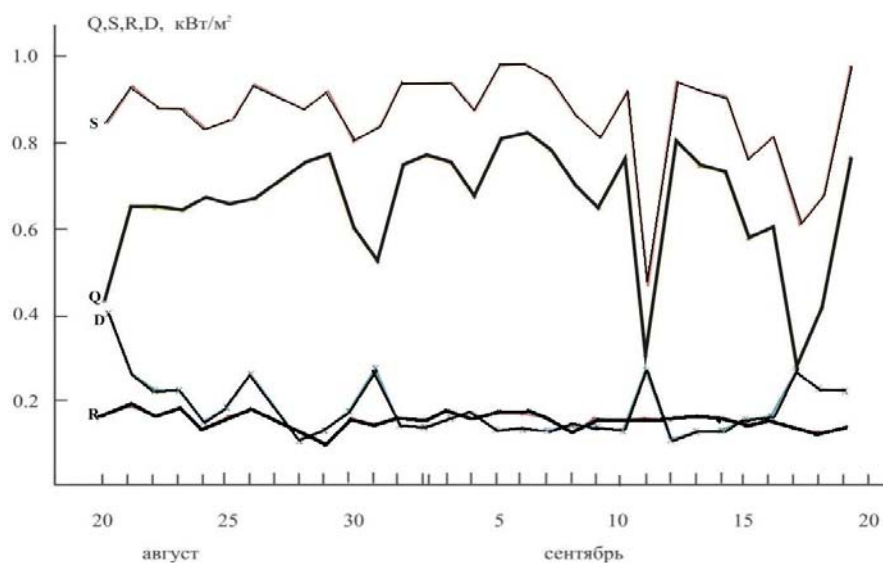


Рис.3.9 Временной ход среднедневных значений Q, S, R, D в г. Душанбе за период наблюдения август- сентябрь 1989года.

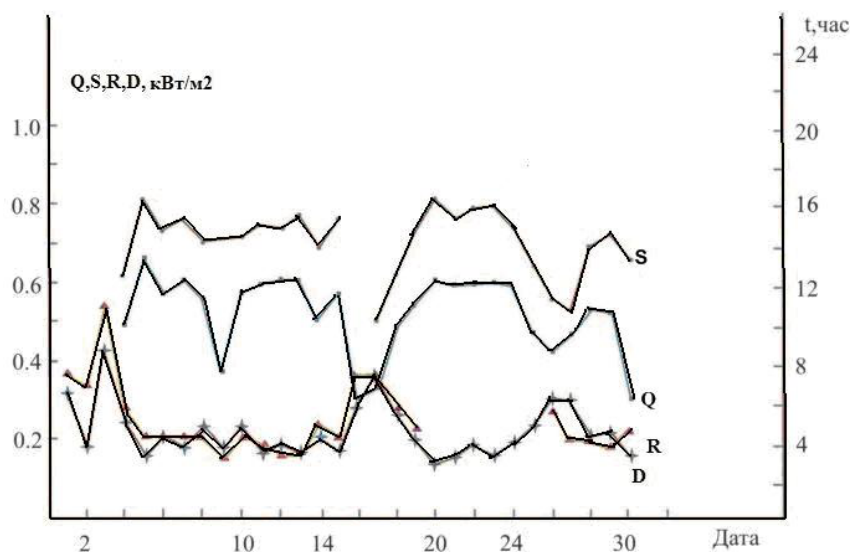


Рис.3.10. Временной ход среднедневных значений Q, S, R, D в кВт/м^2 в г. Душанбе за период наблюдения октябрь 1990года

Из приведенных зависимостей нетрудно установить эпизоды повышенной замутненности атмосферы 20-го и 30-го августа, 11-го и 16-17 сентября 1989 года; 3-го, 12-го и 23-го октября 1990 года. Пылевые бури наблюдались 20-го сентября 1989 года и 15 октября 1990 года.

В табл. 3.7. представлено изменение потока прямой, суммарной и отраженной радиации и увеличение рассеянной радиации при пылевых эпизодах по сравнению с фоновыми значениями.

Таблица 3.7.

Вариация потока прямой, суммарной, отраженной и рассеянной радиаций при пылевом выносе по сравнению с фоновыми значениями.

Потоки, кВт/м ²	03.X.90г.	12.X.90г.	23.X.90г.
S	0.300	0.442	0.433
Q	0.193	0.180	0.191
R	0.049	0.065	0.081
D	0.107	0.262	0.242

Как видно из табл.3.8 одновременно с уменьшением (ослаблением) потоков прямой, суммарной и отраженной радиации при пылевом выносе происходит увеличение рассеянной радиации, тогда как в фоновых условиях $R/D=2.7$, а в случае пылевого выноса составляет 0.5-1.5.

Таблица 3.8.

Среднее значение интегральной прозрачности P , оптической толщины атмосферы τ , аэрозольной оптической толщины τ_a , и отношения τ_a/τ

Параметр	A	1	2	3	4	5	6	B
P	0.61	0.38	0.41	0.33	0.42	0.57	0.43	0.78
τ	0.49	0.97	0.88	1.10	0.87	0.55	0.84	0.25
τ_a	0.34	0.79	0.71	0.92	0.71	0.39	0.68	0.09
τ_a/τ	68	82	80	84	82	70	81	36

Примечание: А – среднее по всему ряду; В – среднее для фоновых наблюдений. 1-6 - ряды измерения.

На рис.3.11. и рис.3.12. представлен ход среднедневных значений P и τ , а также P_a и τ_a в период наблюдения. Соответствующие средние значения представлены в табл.3.8.

В [236] приведены численные значения величины I в зависимости от высоты Солнца, интегрального влагосодержания, оптической толщины аэрозольного

ослабления $\tau_a(\lambda_0)$ при $\lambda=0.55$ мкм и параметра n , характеризующего спектральную зависимость $\tau_a(\lambda)$:

$$\tau_a(\lambda) = \tau_a(\lambda_0) \times (\lambda / \lambda_0) \quad (3.3)$$

Как показывают наши прямые измерения, характерные значения величины n для аридной зоны в период наблюдения сентябрь 1989 г составляло 0.074-4. Вариация значения n в пылевом выносе 12 октября 1990 г составляла 0.342-2.29.

Из сравнения относительного хода τ_a и τ на рис. 3.11. и 3.12. видно, что изменчивость ослабления прямой солнечной радиации целиком определяется изменчивостью аэрозольной составляющей атмосферы. Вклад аэрозоля в суммарную величину τ составил в среднем по всему периоду наблюдения 68%, а для указанных эпизодов эта величина колеблется в диапазоне 70-84% (табл. 3.8).

Помимо аэрозольной оптической толщины было оценено альбедо однократного рассеяния $\omega_a(\lambda_0)$, характеризующее соотношение поглощения и рассеяния в атмосферном аэрозоле. Величина альбедо однократного рассеяния, равная 0.85, широко используется как критическое значение разделяющее тенденции глобального охлаждения $\omega_a(\lambda_0) > 0.85$ и глобального нагревания $\omega_a(\lambda_0) < 0.85$ [35]. Поэтому для частиц различного размера направление температурных изменений зависит от того, каким образом поглощающие вещества входят в аэрозоль. Сбор проб пылевого аэрозоля в результате пылевого выноса показывает, что в нем доминируют “серые” частицы над смесью “черных” и “белых”. “Серые” частицы поглощают сильнее, чем смесь “черных” и “белых” частиц и различие между ними существенно: отношение значений $(1 - \omega_a(\lambda_0))$ для этих двух моделей аэрозолей равно примерно 3. Сам факт $\omega_a(\lambda_0) > 0.85$, по – видимому, приводящее к глобальному охлаждению показывает, что пылевой аэрозоль является заметным поглощающим компонентом в атмосфере.

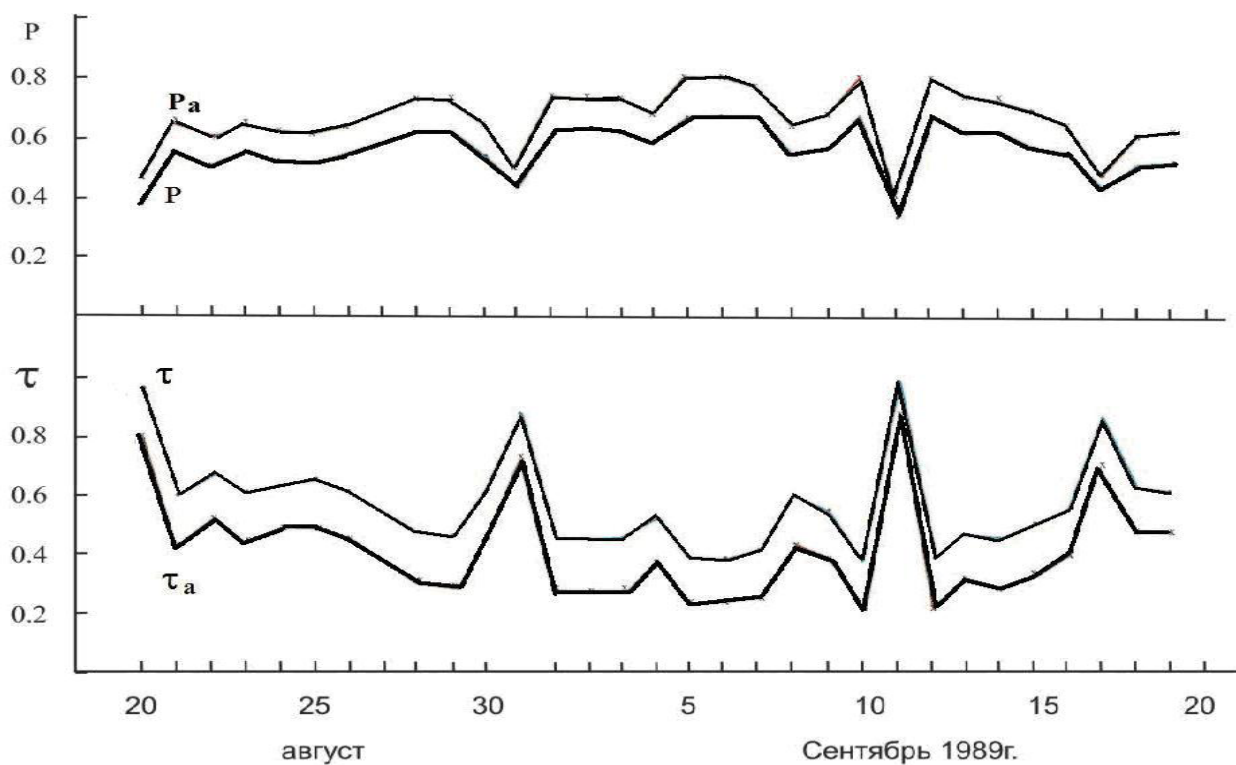


Рис. 3.11. Временной ход среднедневных значений P , τ , P_a , τ_a в г. Душанбе за период наблюдения август-сентябрь 1989года.

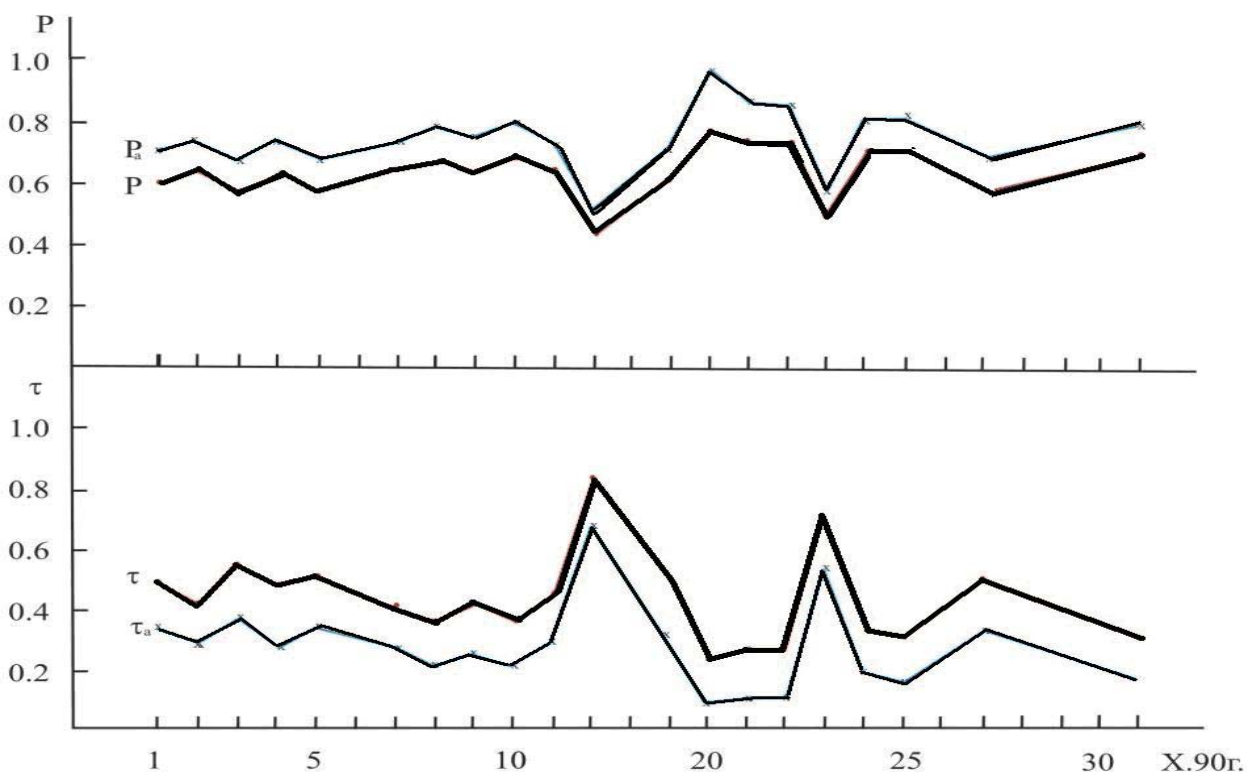


Рис. 3.12. Временной ход среднедневных значений P , τ , P_a , τ_a в г. Душанбе за период наблюдения октябрь 1990 года.

Таким образом, на основании проведенного анализа можно утверждать, что: интегральная прозрачность атмосферы в условиях аридной зоны Таджикистана характеризуется как уменьшением среднего значения, так и высокой изменчивостью по сравнению со средними климатическими величинами. Вклад аэрозоля в суммарную оптическую толщину атмосферы составил в среднем около 70% по периоду наблюдения, а для семи указанных пылевых выносов - около 80%, а изменчивость целиком определяется изменчивостью аэрозольной его составляющей. Мощные пылевые выносы в условиях высокогорной аридной зоны заметно уменьшают величину потоков прямой суммарная радиация одновременно увеличивает поток рассеянной радиации.

3.3. Микрофизические свойства пылевого аэрозоля

В данном параграфе рассматривается изменение массовой концентрации пылевого аэрозоля C [г/м³], вследствие пылевой бури 15 октября 1990 г. в г. Душанбе. Также описывается функция распределения частиц типа $\lg N$ от диаметра частиц в диапазоне 0.6-3.6 мкм при различных погодных условиях и в условиях экспериментальной модели пылевой бури “афганца” в специальной аэрозольной камере.

Следует отметить, что исследования микрофизических характеристик пылевого аэрозоля необходимы и важны для оценок климатических последствий выносов аридного аэрозоля при расчетах тепломассообмена и радиационного режима в атмосфере во время пыльных бурь.

3.3.1. Определение массовой концентрации атмосферного аэрозоля

Для измерения массовой концентрации аэрозоля использовано устройство для отбора проб, которое состоит из аспиратора для отбора проб воздуха, модель 822, обеспечивающий прокачку воздуха 20 л/мин, регулятора расхода воздуха и системы фильтрадержателя. Отбор проб проводился на предварительно взвешенных аналитических фильтрах типа АФА-ХА-20 или АФА-8-18, в работе применялись весы типа WEGATORSUJNA-WT. Среднее значение массовой концентрации аэрозоля C (г/м³) за период измерения вычислялось по формуле (2.2). В период прохождения пылевой бури 15.X.90 г. проводились измерения массовой концентрации пылевых частиц. Указанный пылевой вынос характеризуется

длительностью более 8 ч, где горизонтальная дальность видимости достигала до 500 метров. На рис. 3.13., представлено изменение массовой концентрации в период прохождения пылевого выноса и в условиях чистой атмосферы[237-238].

Из сравнения этих зависимостей можно установить, что массовая концентрация аэрозоля в период прохождения пылевой бури возрастает в 30-50 раз и достигает $6-7 \times 10^{-3}$ г/м³. Изменение массовой концентрации с помощью одного и того же фильтра осуществлялось в течение дня 10-12 раз, для усреднения результатов эксперимента. Кроме того, измерялся вес фильтра- свидетеля для учета влажности.

На рис.3.14 представлен временной ход общей массы аэрозоля в Эсанбае [79]. Видно, что в период с 6 по 15 сентября 1989 года ход массовой концентрации аэрозоля имеет довольно определенную закономерность. В этот период средняя дневная масса пыли остается примерно постоянной -100-150 мкг/м³, а 16,17,18 сентября (первый эпизод пыльной бури) массовая концентрация аэрозоля увеличивается до 300-500 мкг/м³, во время второй бури она достигает максимальной за период наблюдений концентрации ≈ 6491 мкг/м³, после чего постепенно уменьшается до предштормовых значений.

При изучении запыленной атмосферы необходимо знать динамические параметры среды, их изменение со временем и при различных метеорологических влияниях. Такую возможность предоставляет наблюдение за прозрачностью воздуха

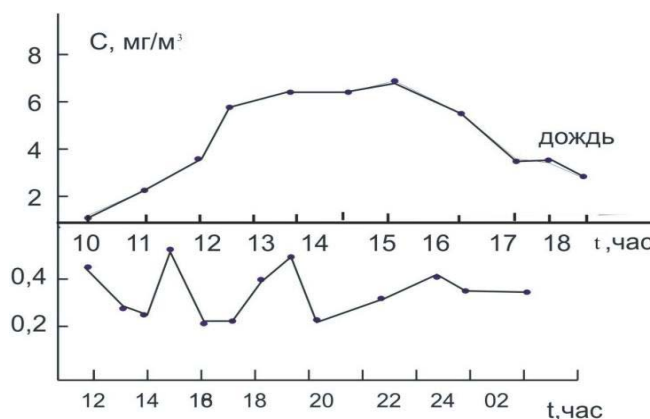


Рис. 3.13. Изменение массовой концентрации в период прохождения пылевого выноса и в относительно чистой атмосфере.

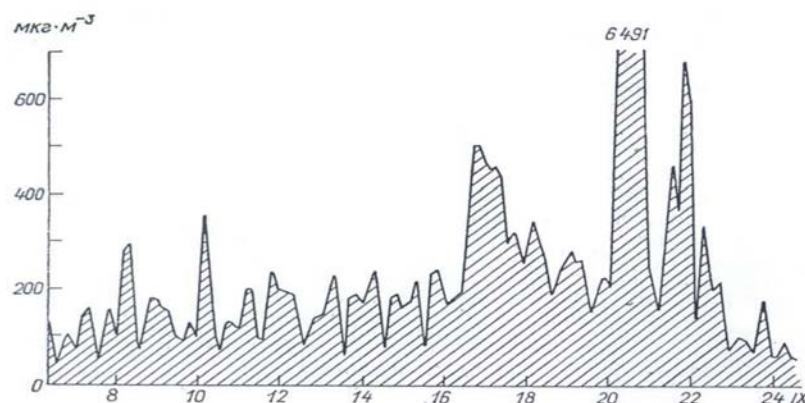


Рис. 3.14. Временной ход общей массы аэрозоля в сентябре, Эсанбай [79].

Изменение освещенности поверхности земли прямо связано с изменением концентрации аэрозоля в вертикальном столбе воздуха. Для измерения рассеивающих свойств пылевого аэрозоля в приземном слое воздуха использован ФАН. Принцип действия ФАН основан на линейном преобразовании светового потока, рассеянного аэрозольными частицами, в электрический ток, поэтому коэффициент рассеяния пропорционален концентрации частиц.

Экспериментальные данные, полученные нами с помощью нефелометра (рис.3.15) показывают, что поглощение атмосферным аэрозолем в условиях пылевой мглы увеличивается в ночное время с максимумом вблизи 20 ч., который указывает на усиление гравитационного осаждения частиц. В результате возрастает концентрация аэрозоля в приземном слое.

Второй более мощный максимум поглощения аэрозоля в приземном слое воздуха приходится на первые часы дня с максимумом на 10 ч утра. Это также означает, что из атмосферы ускоренно выпадают пылевые частицы. Если в ночное время усиление осаждения частиц можно было наблюдать визуально в свете прожектора, то максимум осаждения пыли в утренние часы заметить без прибора невозможно.

Эффект просветления наблюдался только на полигоне в г. Душанбе. В районе озера Искадеркуль (высота 2204 м) и обсерватории Санглок (высота 2239 м) эффект просветления атмосферы не был обнаружен, да и уровень запылённости атмосферы был гораздо ниже, чем в условиях г. Душанбе (высота над ур. м. 821 м).

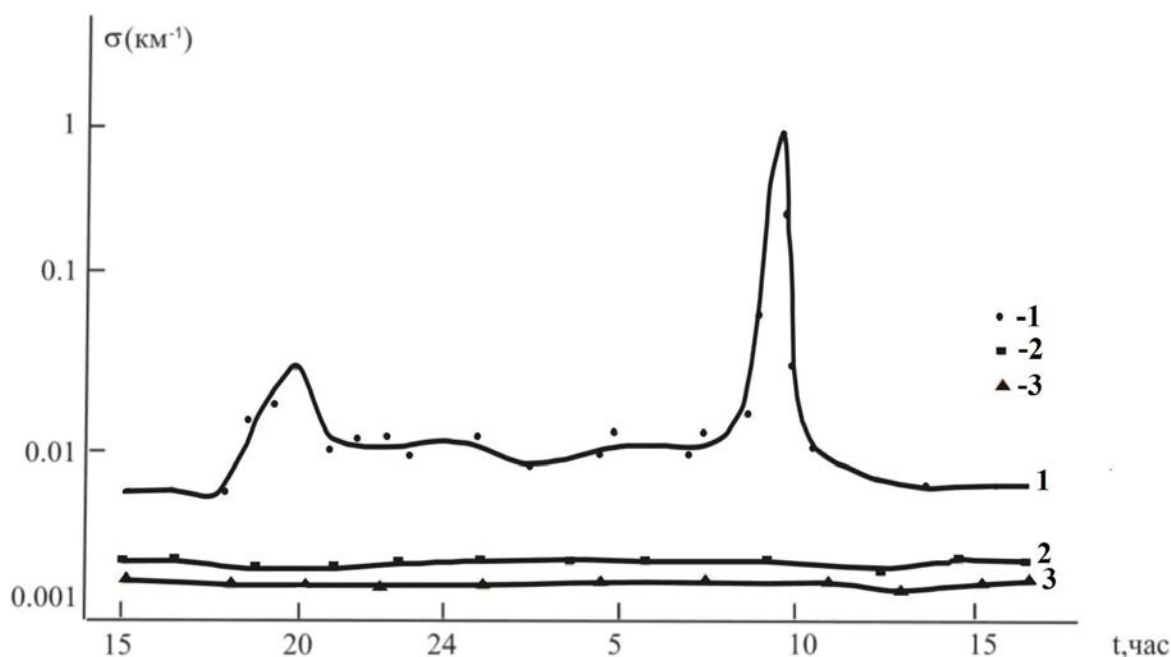


Рис. 3.15. Изменение коэффициента аэрозольного ослабления в обычных условиях (1-Душанбе, 2-Санглох, 3-Искандерь-куль).

Чтобы понять природу этого явления необходимо учесть конвективный характер переноса пыли. Основные источники частиц почвы в атмосфере – «пыльные дьяволы», пыльные бури, пылевая позёмка – восходящие струи нагретого воздуха (англ. *buoyant plumes* – плавучие струи) – являются восходящими конвективными потоками воздуха над нагретой почвой. Для правильного описания выветривания почвы при движении приземного слоя воздуха необходимо учитывать, что перемещение воздушных масс имеет конвективный направленный характер и не только случайным «турбулентным пульсациям». Именно образующиеся над нагретой почвой мелкомасштабные восходящие конвективные струи переносят частицы почвы через более холодный инверсионный слой воздуха.

Восходящие потоки воздуха, выносящие частицы почвы в атмосферу, образуются, когда холодный слой воздуха проходит над перегретой почвой. Так действуют «пыльные дьяволы», так реализуется механизм выветривания почвы [239]. Необходимо отметить, что тот же механизм включается и в противоположном направлении: в утренние часы образуются нисходящие конвективные потоки, переносящие частицы пыли из прогретых верхних слоёв запылённой атмосферы к более холодным приземным слоям воздуха, к охладившейся за счет теплового излучения почвы. Частицы пыли к моменту начала процесса просветления атмосферы успевают сильно прогреться солнечной

радиацией и согреть слой воздуха, в котором они находятся. При вечернем ускоренном осадении нагретые частицы пыли из более высоких слоёв воздуха опускаются в уже охладившиеся нижние слои воздуха.

Образование нисходящих вихрей в атмосфере хорошо известно. Смерч является вихрем, нисходящим из грозовой тучи. Отличие только в том, что мелкомасштабные вихри не могут быть так легко замечены визуально из-за меньшего перепада давлений, скорости движения воздуха и соответственно оптических свойств. Однако, когда мы говорим о колыпании воздуха в жаркий день, о размытости очертаний предметов, о конвективных потоках – мы на самом деле говорим о мелкомасштабных вихрях, которые осуществляют термодинамическое выравнивание в ограниченных масштабах. Крупномасштабные процессы, зависящие от вращения Земли, важны, когда число Россби становится достаточно малым $Ro = U / \Omega L \ll 1$ [240]. Здесь $\Omega = 7.3 \cdot 10^{-5}$ рад/сек – угловая скорость вращения Земли, U – скорость воздуха, L – характерный масштаб. При меньших значениях этого параметра реализуются мелкомасштабные вихревые движения среды, которые важны для описания атмосферных явлений.

Для определения причины образования мелкомасштабных вихрей, рассмотрим аналогичный физический процесс в жидкой среде. Важную роль во многих явлениях, изучаемых в океанографии, геофизике, астрофизике и других разделах науки, описывающих конденсированные состояния, играют процессы, в которых одновременно действуют два диффузионных механизма. Когда имеются одновременно противоположно направленные градиенты температуры и солёности в растворе, то образуются узкие и длинные конвективные ячейки. Обычно их называют «соляными пальцами», поскольку легко наблюдается их образование в неоднородном растворе соли с противоположным по направлению температурным градиентом [241-242]. Для реализации режима «соляных пальцев» необходимо, чтобы градиент температуры имел положительную стратификацию, а градиент солёности – отрицательную, то есть нагретая солёная вода находится сверху.

В условиях запылённой атмосферы также происходит одновременно два диффузионных процесса - движение частиц в сторону пониженной концентрации и диффузия нагретого воздуха, с содержащимися частицами в сторону более холодного воздуха. При этом коэффициент диффузии тепла много больше, чем

коэффициент диффузии концентрации частиц, что необходимо для реализации явления двойной диффузии. Поэтому в процессах в запылённой атмосфере проявляются эффекты двойной диффузии, как мелкомасштабные конвективные явления.

Эффекты эрозионного выветривания почвы и ускоренного вихревого просветления атмосферы имеют аналоги в примерах проявления явления двойной диффузии – «соляные пальцы» во много раз ускоряют перенос «медленного» диффузионного компонента через границу раздела [243]. При этом меньшая плотность воздуха по сравнению с жидкими растворами обеспечивает более легкое переключение процесса по направлению вверх – вниз. Если для «соляных пальцев» в океане характерна длина 10 см и толщина 1 см, то длина «пылевых пальцев» достигает десятков и сотен метров.

Направления потоков тепла и концентрации пыли в атмосфере могут изменяться за короткое время даже в течение дня. Это и определяет динамику запылённости воздуха. При выветривании почвы поток нагретого воздуха с частицами почвы направлен вверх (положительная стратификация температуры) независимо от направления более слабого градиента концентрации. В процессе «просветления» атмосферы градиент температуры и вихревые потоки с осаждающимся аэрозолем направлены вниз, даже если концентрация пыли в нижних слоях более высока. Можно предположить, что в обоих случаях именно совместное действие двух градиентов приводит к образованию конвективных потоков, ускоряющих выветривание или «просветление» атмосферы. Это позволяет заключить, что выветривание почвы – преимущественно конвективный процесс, когда частицы переносятся в сторону более высоких концентраций по механизму двойной диффузии, а не сальтационный. Эффект двойной диффузии в запылённой атмосфере даёт объяснение уже известным вихревым явлениям и является потенциально теоретической базой для описания всех атмосферных турбулентных явлений. В качестве примера рассмотрим ещё одно проявление этого физического явления в атмосфере.

Двойная диффузия имеет два наиболее характерных проявления: указанный ранее эффект «соляных пальцев» и «диффузионный» эффект - образование ряда слоев на границе раздела, причем каждый слой, хорошо перемешан и отделяется от

соседних слоев четкими диффузионными границами. В зависимости от параметров задачи реализуется тот или иной механизм. В случае жидкости влияние эффектов двойной диффузии очень велико и имеет множество практических важных приложений и следствий. В частности, высокий градиент растворённой соли может препятствовать перемешиванию и испарению воды. Для этого необходимо, чтобы стратификация по температуре была отрицательной, а по солёности – положительной, то есть более нагретый и солёный слой находится снизу. Точно такой же эффект действует и для аэрозольного слоя – запылённость препятствует равномерному перемешиванию воздушных масс, приводя к образованию равномерно перемешанных слоёв, отличающихся концентрацией аэрозоля.

Во время ПБ (ПМ) в приземном слое атмосферы общее содержание аэрозоля возрастает более чем на порядок. На рис.3.16 представлены типичные профили коэффициента рассеяния, полученные в Душанбе [244]. Семейство профилей 1 – соответствует чистой атмосфере, кривая 2 – пылевой дымке, кривые 3 – сильной пылевой буре. Во время пылевой бури выше слоя инверсии коэффициент рассеяния примерно в 10 раз меньше, чем под инверсионным слоем. В слое абсолютные значения возрастают по сравнению с чистой атмосферой в среднем на порядок (в зависимости от мощности пылевого выноса).

Температурная инверсия на высоте 3400 м (температура над инверсионным слоем выше на 1 -1.5 градусов) при пылевой буре становится более ярко выраженной и оказывает запирающее действие на распространение аэрозоля вверх. Над слоем инверсии коэффициенты рассеяния лишь в 3 раза превышают значения для чистой атмосферы.

В картине слоистого распределения концентрации аэрозоля по высоте, которое образуется во время пылевой бури, также проявляются признаки, характерные для диффузионного механизма двойной диффузии. Быструю диффузию обеспечивает градиент температуры, медленную – градиент концентрации аэрозоля. По изменению коэффициента рассеяния с высотой, можно предполагать о наличии нескольких диффузионных слоев с различными перепадами концентрации аэрозоля.

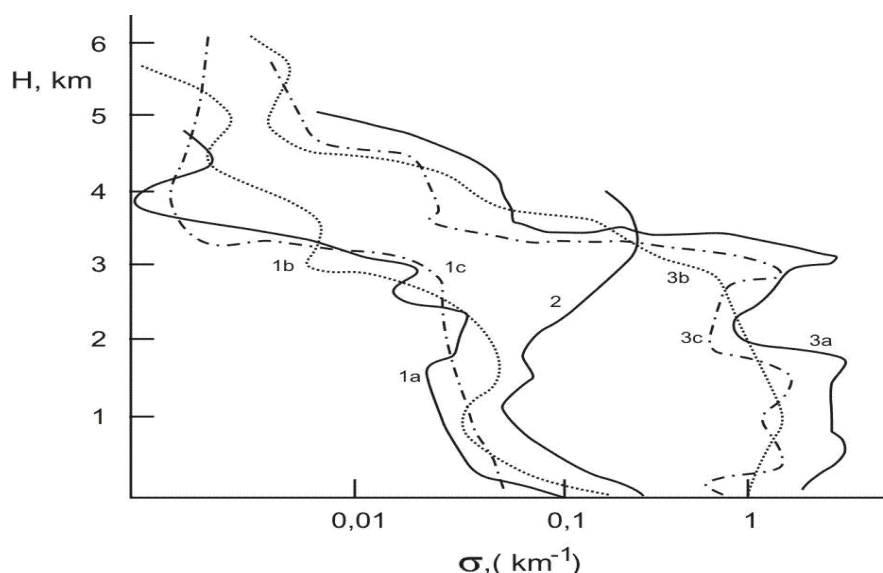


Рис 3.16. Вертикальные профили коэффициента рассеяния на длине волны $\lambda = 0.52$ мкм для окрестности г. Душанбе: 1а, в и с, - для условий фона; 2 – в период пыльной мглы 16 сентября 1989 г; и 3а, в и с, - в период пылевой бури 21 сентября 1989 г [244].

Резкие изменения концентрации аэрозоля должны сопровождаться соответствующим перепадом температуры этих слоев. Это соответствует образованию «диффузионной лестницы» в океане или при таянии айсбергов [239]. Ступенчатые профили изменения температуры с высотой, соответствующие изменениям профилей коэффициента рассеяния во время пылевой бури над г.Курган-Тюбе (рис.3.17.), как раз и соответствуют режиму «диффузионной лестницы» в запылённой атмосфере. Перепад температур в атмосфере может быть менее выражен из-за малой плотности среды и более легкой проницаемости диффузионных границ. Но известно, что во время пыльных бурь развитый турбулентный режим обеспечивает ниже уровня температурной инверсии хорошее перемешивание аэрозоля в горизонтальном направлении. На высоте $H=1400$ м, ниже инверсионного слоя коэффициенты рассеяния практически постоянны, тогда как выше инверсионного слоя коэффициент рассеяния может меняться на порядок [244].

Эффект двойной диффузии, видимо, является основной причиной фиксации резкой диффузионной границы на уровне инверсионного слоя.

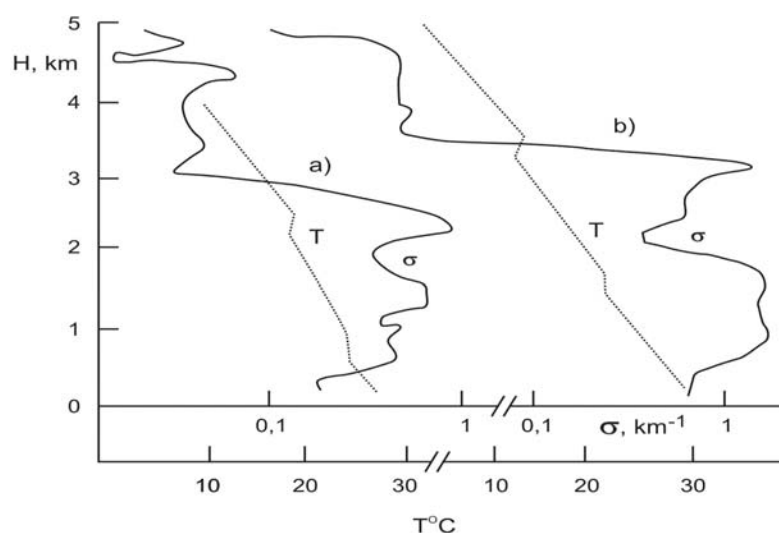


Рис.3.17. Вертикальные профили коэффициента рассеяния σ и температуры воздуха T в г. Курган-Тюбе: а)– в период пыльной мглы 16 сентября 1989, и в) - в период пылевой бури 21 сентября 1989. [244].

В отличие от чистой атмосферы, когда граница между холодным нижним и более тёплым верхним слоем достаточно размыта, инверсионный слой для запылённой атмосферы может стать причиной таких застойных явлений, как пылевая дымка. В этом случае конвективные термические потоки уравниваются градиентом концентрации аэрозоля. Сохранение границы инверсионного слоя в случае чистой атмосферы также может быть следствием эффектов двойной диффузии. Такие слоистые структуры наблюдаются, например, в пресноводных озёрах, где нет заметных перепадов солёности. В случае морской воды толщина диффузионных слоев и амплитуда перепадов солёности и температуры понижаются к поверхности океана [243].

Образование диффузионных слоёв характерно для пылевой дымки, часто наблюдаемой в условиях аридной зоны Средней Азии. Частицы аэрозоля выносятся в атмосферу восходящими вихревыми потоками, причём крупнодисперсная фракция аэрозоля выпадает из запыленного слоя. В результате образуется медленно распространяющийся пылевой слой, содержащий мелкодисперсные частицы, удерживаемые в воздушном потоке силами вязкого трения. Температура частиц определяется радиационным нагревом и теплообменом с окружающим воздухом. Пылевая дымка влияет на тепловой

баланс атмосферы и климат местности, так же как и подобное образование из аэрозоля и газов антропогенного происхождения, называемое смогом.

Если рассматривать антропогенный аэрозоль, то картина диффузионного расслоения усложняется за счет наличия газовых примесей и более разнообразного состава аэрозоля. Мелкодисперсный аэрозоль, витающий на высоте до 3 - 4 км, становится причиной локального изменения климата на достаточно большой территории [27]. В запылённой атмосфере нарушается нормальный режим конвекции и частицы, находящиеся в воздухе, не могут опуститься длительное время.

Можно предположить, что любое перемещение частиц пыли в атмосфере, происходящее на фоне медленных процессов седиментации, происходит за счет мелкомасштабных конвективных процессов. Более крупные вихри (смерчи, тайфуны, циклоны) при этом создают фон, не препятствуя процессам конвективного перемещения аэрозоля. Атмосферная пыль сильно поглощает солнечную радиацию, поэтому температура воздуха во время ПБ понижается на 2-3 °С и более [27]. Подавление нисходящих мелкомасштабных конвективных струй приводит к застойным явлениям в запылённых слоях воздуха, когда аэрозоль длительное время не выходит из атмосферы и зависает в виде пылевой дымки или смога, или же переносится на большие расстояния. При этом нарушается нормальный световой и ветровой режим региона, происходят существенные экологические изменения. На рис.3.18 представлено изменение коэффициента аэрозольного ослабления в период прохождения пылевой бури (15.X.90 г.) а также измеренные в чистой атмосфере (день после дождя) и обычной атмосфере типичной для г. Душанбе, а также фоновые измерения в Искандер-куле (1987).

Ярко выраженная температурная инверсия рис.3.16 и рис.3.17 (зарегистрирована на высоте 3400 м) оказывает запирающее действие, и в надинверсионном слое коэффициенты рассеяния лишь в 3 раза превышают значения σ для «чистых» условий (на высоте $H=5\text{ км}$ в «чистых» условиях $\sigma=0.0072\text{ км}^{-1}$, в пыльной буре $\sigma = 0.023\text{ км}^{-1}$).

Во время пыльных бурь развитый турбулентный режим обеспечивает в подынверсионном слое хорошее перемешивание аэрозольных частиц в

горизонтальном направлении. В частности, для высоты $H=1400\text{м}$, находящейся в подынверсионном слое, коэффициенты рассеяния σ практически постоянны.

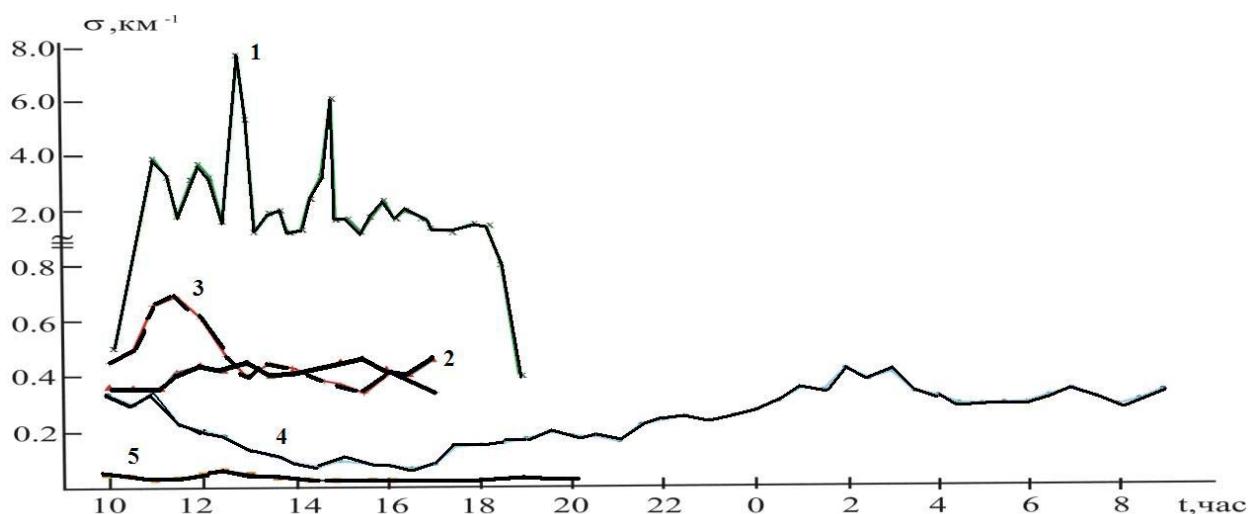


Рис. 3.18. Изменение коэффициента аэрозольного ослабления в период прохождения пылевой бури и при различных погодных условиях (1-пылевая буря 20 сентября 1989 года; 2,4-обычные условия г. Душанбе, 3 –пылевая мгла 16 сентября 1989 года, 5-ясный день, после продолжительных дождей).

Выше слоя температурной инверсии наблюдаются локальные выбросы пылевых частиц, пробивающие задерживающий слой. В этом случае вариации значений σ в горизонтальном направлении достигают порядка величины.

3.3.2 Определения функции распределения частиц по размеру

С привлечением фотоэлектрического аэрозольного счетчика с 15-канальным анализатором определяли функцию распределения частиц по размеру и концентрацию аэрозольных частиц в сильно запыленном воздухе. Анализируемый спектр размеров частиц лежит в пределах 0.6-3.6 мкм. На рис.3.19 представлены результаты исследований функции распределения частиц по размерам вида $\lg N$ для различных погодных условий.

Как было отмечено выше, для исследования оптических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля была создана аэрозольная камера, в которой генерировалась пыль, собранная с поверхности подложки по пути распространения пылевых бурь. В данной камере создавалась и исследовалась модель пылевой бури.

Измерения проводились в одинаковых условиях. Представленная на рис.3.20 серия измерений относится к смеси из пыли типа *a* и *б*, описанной в разделе 2.11 работы (смесь трех образцов пыли, собранной в окрестности Шаартуза, Кабадиана (розовая пыль) и г. Душанбе.) [245].

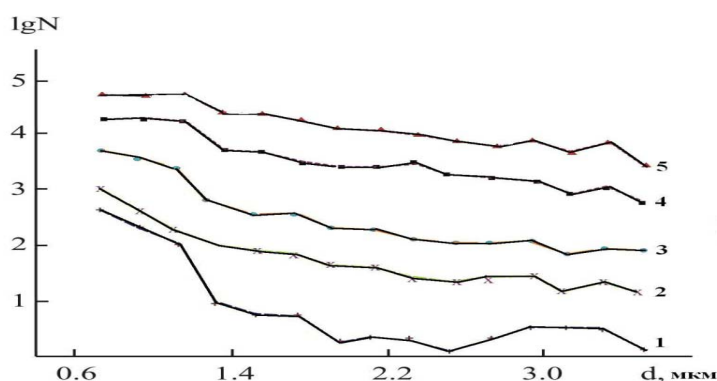


Рис. 3.19. Функция распределения частиц по размерам при различных погодных условиях аридной зоны: 1-чистая атмосфера, соответствующая состоянию воздуха после продолжительных дождей; 2-туман; 3-дождь; 4-обычная атмосфера, характерная для г. Душанбе в осенне-летний период при фоновой запыленности; 5-распределение частиц, при мощной пылевой буре.

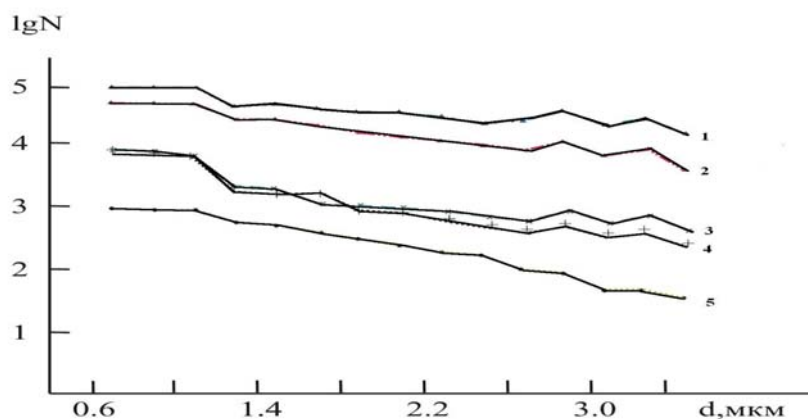


Рис. 3.20. Функция распределения частиц по размерам в аэрозольной камере при генерации пыли (1-через 10 мин, 2-20 мин, 3-30 мин, 4-40 мин, 5-50 мин).

Функции распределения частиц по размерам для других типов аэрозоля, распыленного в аэрозольной камере, приведены в [245-247]. Кривые на рис.3.20 можно рассматривать, как модель плавного изменения погодных условий – от чистой атмосферы до состояния сильной пылевой бури. Можно определить

границы различных погодных условий и поведение функции распределения частиц по размерам в анализируемом диапазоне.

Из полученных результатов следует, что концентрация исследуемого аэрозоля в диапазоне 0.6-3.6 мкм не превышает 280 частиц в 1см^3 . Эти данные являются усредненным за десять серий измерений (время измерений- 2 мин, продолжительность измерения в каждой серии с завершения перемешивания пыли и до полного просветления в камере, когда концентрация пыли соответствует чистой атмосфере, составляло 1 час). Результаты измерения показывают, что концентрация анализируемых частиц указанного диапазона 0.6-3.6 мкм изменяется от 8-10 см^{-3} для относительно чистой атмосферы и до 280 см^{-3} во время мощной пылевой бури.

Определим приведенную концентрацию частиц, как отношение числовой концентрации для каждого размера частиц к соответствующим значениям концентрации в некоторой стандартной среде. На рис. 3.21 изображены приведенные концентрации частиц при различных погодных условиях (туман, дождь, обычная атмосфера, пылевая мгла и пылевая буря) относительно чистой атмосферы Душанбе. Как видно, на рис.3.22 количество частиц увеличивается в области 2-2.5мкм и 3.6мкм. Если это отношение для тумана и обычной атмосферы равно четырем, то для пылевой мглы и пылевой бури это отношение возрастает до 10-16.

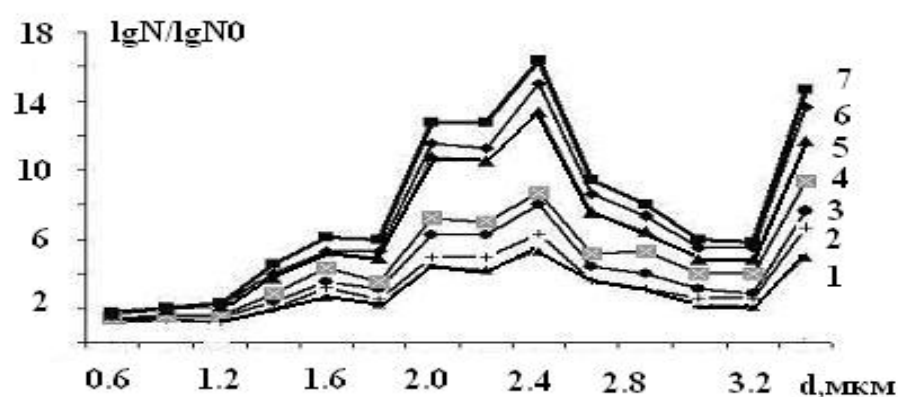


Рис. 3.21. Соотношение концентрации аэрозольных частиц в различных погодных условиях к чистой атмосфере (1- туман, 2- дождь, 3- обычная атмосфера г. Душанбе, 4- пыльная мгла, 5-пыльная буря, 6,7- модель пылевой бури в аэрозольной камере).

В диапазоне размеров частиц меньше 2 мкм и в области 2.8-3.6 мкм это отношение составляет 2-4. Это означает, что в период пылевой мглы и пылевых бурь вклад частиц размером в области 2-2.8 мкм и более 3.6 мкм существенно возрастает, а механизм образования частиц в вышеуказанных областях размеров частиц существенно отличается друг от друга. Рассмотрим концентрацию частиц при пылевой мгле, приведенную относительно обычной атмосферы, характерной для Душанбе (рис.3.21-3.22).

Начиная с области размеров частиц более 2 мкм, это отношение становится существенным (2-2.5 раза), тогда как при размерах частиц меньше 2 мкм, это увеличение составляет 1.4-1.6 раза. Отсюда следует, что при ПБ (ПМ) вклад частиц размером больше 2 мкм становится существенным. Резкое отличие этого отношения подтверждает выше высказанную мысль о разном механизме образования частиц с размером более 2 мкм и менее 2 мкм.

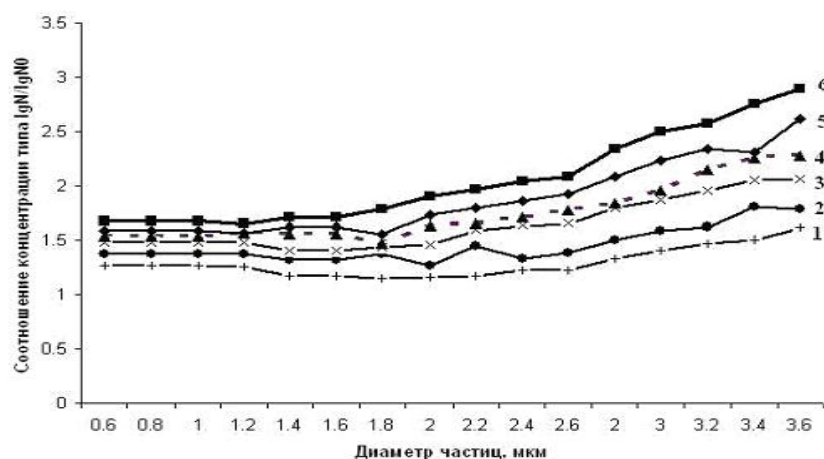


Рис. 3.22. Соотношение концентрации частиц в аэрозольной камере к обычной атмосфере (6-10 мин, 5- 20 мин, 4- 30 мин, 3- 40 мин, 2- 50 мин, 1-60 мин).

В летне-осенний период года в атмосфере содержится значительное количество частиц среднедисперсной фракции, близкой по своему микроструктурному и химическому составу к почвенной пыли. Эпизодическое повторение мощных пылевых выносов с последующим осаждением и оседанием пыли на подстилающую поверхность постоянно восполняют запасы пылевого аэрозоля даже в районах, удаленных от непосредственного источника.

В дальнейшем обогащенная пылевыми частицами поверхность в «чистых» условиях начинает играть самостоятельную роль в формировании аэрозольного

состава приземного воздуха, являясь источником поступления частиц среднедисперсной фракции. Количество частиц, находящихся в приземном слое атмосферы, и их вертикальная стратификация в этом случае определяются хорошо известными процессами выноса и гравитационного оседания. Именно, по этой причине, при обычных метеорологических условиях только вблизи подстилающей поверхности наблюдаются распределения частиц по размерам, идентичные микроструктуре «пылевых выносов», а с высотой убывают их общая концентрация и относительное содержание крупных частиц. В период пылевых эпизодов, когда мощные атмосферные процессы в районах непосредственного источника пыли поднимают в воздух большие массы почвенного аэрозоля, в слое перемешивания до высот $H \sim 3$ км наблюдается практически постоянная по высоте общая концентрация частиц (на порядок и более превосходящая эту величину для нормальных атмосферных условий). Тенденция к уменьшению относительного содержания крупных частиц проявляется, только начиная с $D > 4$ мкм.

Также были изучены распределения частиц по размерам для диапазона 0.3-1 мкм, соответствующие различным состояниям атмосферы на аэрозольном счетчике частиц АЗ-6 (ПК.ГТА-0.3-002), производство ООО «Прибор-электро» и синхронно измерялось содержание сажи в составе атмосферного аэрозоля измерителем сажевого аэрозоля. Аэрозольный счетчик частиц АЗ-6 (ПК.ГТА-0.3-002) регистрирует аэрозольные частицы в шести каналах по размерам в диапазоне 0.3-1.0 мкм. Диапазон измерения счетной концентрации аэрозольных частиц от 0 до $3.5 \cdot 10^5$ частиц в литре.

Измеритель сажевого аэрозоля – аэлотометр - предназначен для оперативного контроля аэрозольного загрязнения атмосферы. Аэлотометр измеряет концентрацию поглощающих аэрозольных частиц в воздухе. Прибор может быть использован для контроля чистоты воздушного бассейна различных регионов. Принцип действия основан на измерении ослабления света фильтром, через который просасывается атмосферный воздух. Показания встроенного табло следует интерпретировать, как ослабление света аэрозолем, осажденным на фильтре. Эффективная схема стабилизации светового потока и температурной компенсации фотоприемников позволяет достичь точности измерения ослабления не хуже 0.1%. В качестве фильтра для сбора аэрозоля служат кварцевые фильтры,

либо фильтры Петрянова типа АФА-ХА-1А, АФА-ХА-20 и др. Предпочтительно использовать фильтры АФА-ХП-20 с гладкой основой или кварцевые.

На рис.3.23.1-3.23.4 и рис.3.24.1-3.24.4 представлены концентрации сажевого аэрозоля, измеренные с помощью измерителя сажевого аэрозоля, и распределения частиц по размерам в диапазоне 0.3-1.0 мкм, измеренные аэрозольным счетчиком частиц АЗ-6 (ПК..ГТА-0.3-002) в г. Душанбе в период февраль-март 2010г. вблизи ФТИ АН РТ.

Измерение количества частиц в исследуемом диапазоне 0.3...1.0 мкм указывает на немонотонное изменение количества частиц в течение дня. В изменение концентрации частиц большой вклад вносят частицы субмикронной фракции размером 0.3-4 мкм (рис. 3.23.1-3.23.4), для которых суточный ход концентрации повторяет изменение концентрации сажи в составе атмосферного аэрозоля в условиях чистой атмосферы (рис. 3.24.).

На рис.3.25 представлены результаты измерения концентрация частиц в период пыльной мглы 20.04.2010 года. Провалы на рисунке объясняются тем, что пыльная мгла имеет пульсационный характер. На рис.3.26 изображен суточный ход концентрации частиц в атмосфере г. Душанбе, который имеет два максимума – в утренние и в вечерние часы. В предутренние часы в подинверсионном приземном слое происходит накопление аэрозоля, что формирует первый максимум. После разрушения температурной инверсии аэрозоль поднимается вверх и распределяется во все более «толстом» слое воздуха, что приводит к падению наблюдаемой у земли концентрации частиц. При достижении суточного максимума температуры турбулентное перемешивание и конвекция, связанные с сильным прогревом поверхности, поднимает частицы аэрозоля, что приводит к формированию второго суточного максимума концентрации аэрозоля. В ночные часы концентрация несколько понижается (за счет осаждения преимущественно грубых частиц), затем весь цикл повторяется снова. При измерении концентрации частиц в обычной атмосфере зарегистрировано два максимума в дневном измерении, которые соответствуют утреннему и вечернему времени. Это поведение зафиксировано во всех фракциях аэрозоля в диапазоне 0.3-1.0 мкм. Для частиц в диапазоне 0.3-0.4 мкм концентрация изменяется от 25 до 300 частиц/см³. Для частиц в диапазоне 0.5-

0.8 мкм концентрация изменяется от 1 до 10 частиц/см³, для частиц в области 1.0 мкм концентрация изменяется от 0 до 2 частиц/см³. Значения концентрации сажи

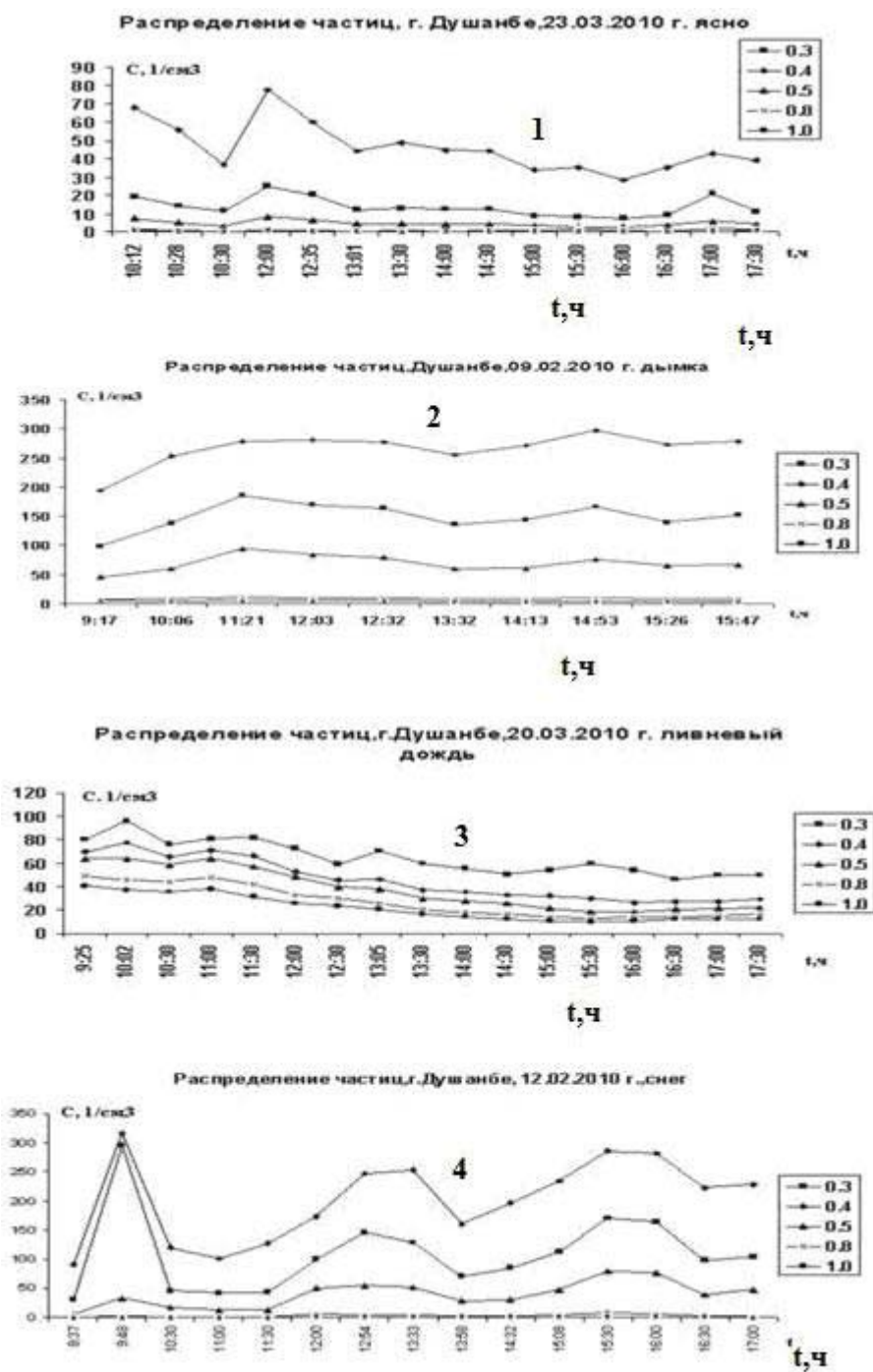


Рис. 3.23. Концентрация частиц в атмосфере г. Душанбе при различных метеорологических условиях

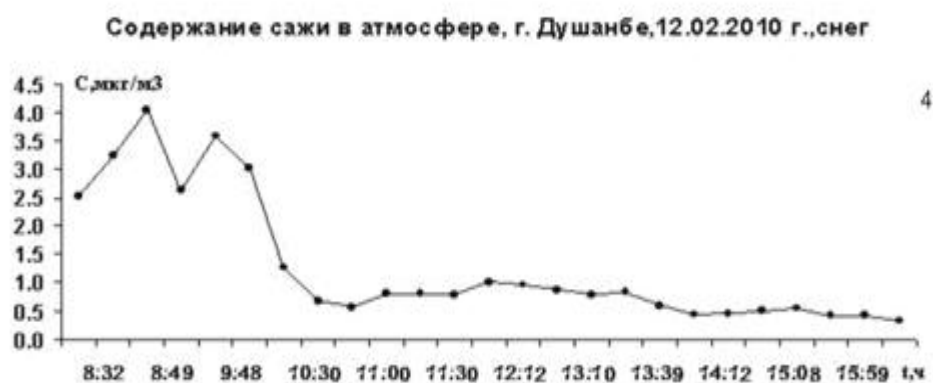
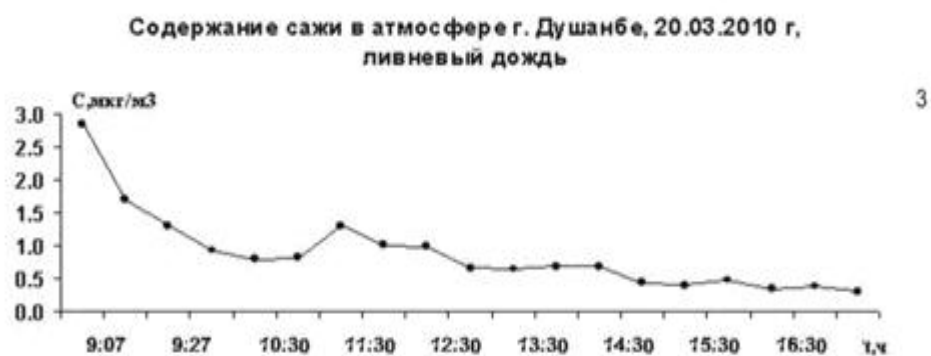
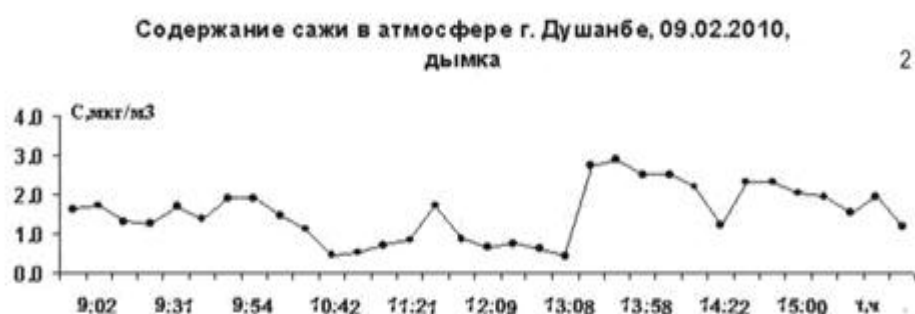
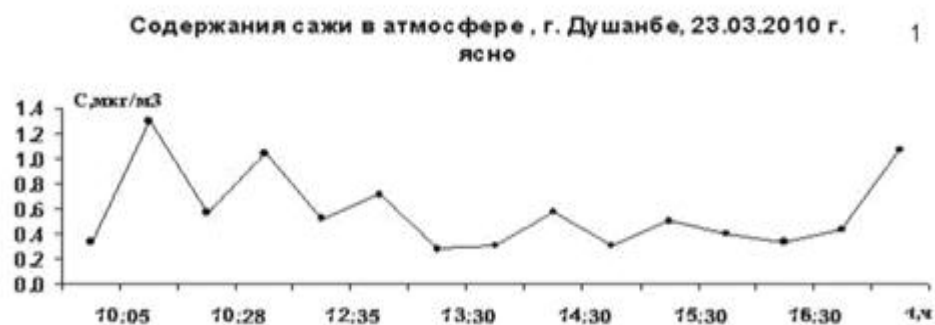


Рис.3.24. Содержание сажи в атмосфере г. Душанбе при различных метеорологических условиях

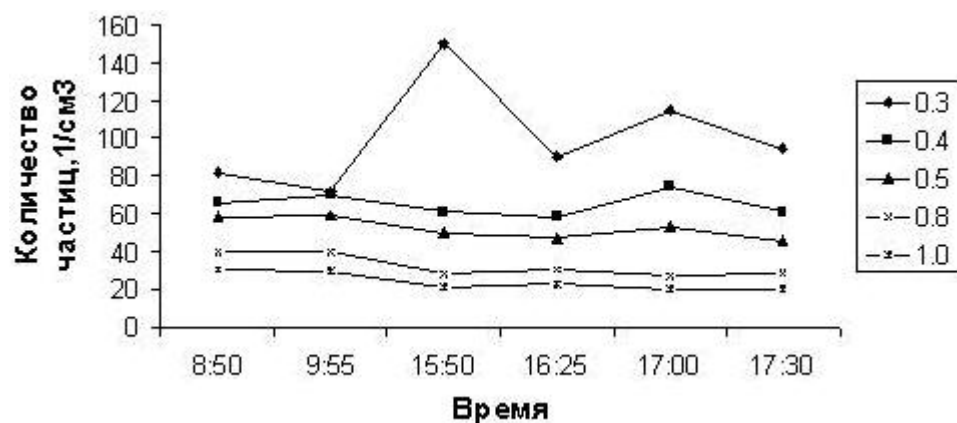


Рис. 3.25. Изменение концентрации частиц при пыльной мгле

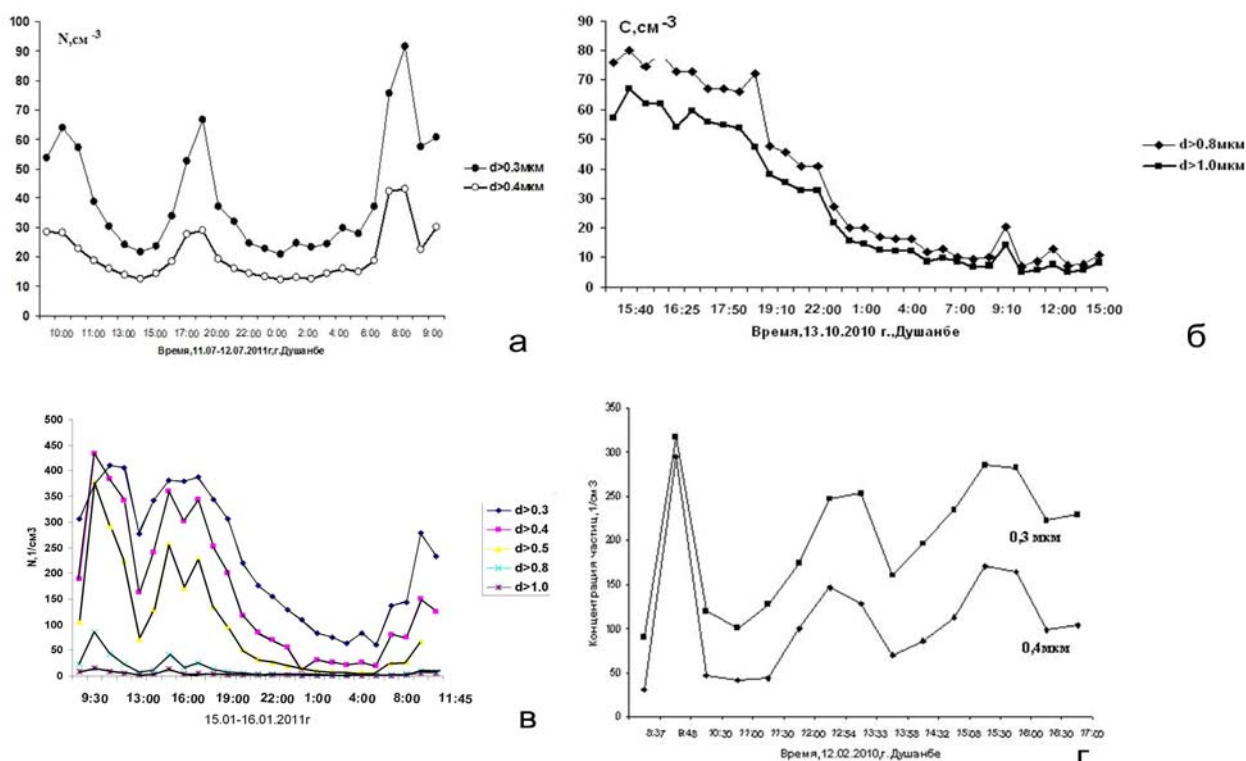


Рис. 3.26. Суточное изменение концентрации частиц.

были наиболее низкими в середине дня ($0.5-1.4 \text{ мкг/м}^3$) и самыми высокими - ($1.5-7.6 \text{ мкг/м}^3$) в утренние и вечерние часы. При относительно чистой атмосфере значение концентрации сажи изменялось в пределах $0.1 - 2.2 \text{ мкг/м}^3$

Таким образом, нами исследованы функции распределения частиц по размерам аэрозольным счетчиком частиц при различном метеорологическом состоянии атмосферы. Концентрация частиц размерами $0.3-0.4 \text{ мкм}$ составляет от 25 до 300 частиц/см^3 , частиц $0.5-0.8 \text{ мкм}$ - от 1 до 10 частиц/см^3 , частиц размером около 1.0 мкм - от 0 до 2 частиц/см^3 .

3.3.3. Исследование вариации концентраций аэрозольных ядер конденсации в окрестностях Душанбе и над ледником Федченко

В соответствии с научной программой VIII Рабочей группы для проведения совместного советско-американского пылевого эксперимента в Таджикистане в августе 1988 г, и в 1989 г, специально изучался вопрос о возможности организации работ по атмосферному мониторингу в высокогорных условиях республики. Для этого изучались географические условия в районе метеорологической станции Алтын-Мазар ($39^{\circ}33' \text{с.ш.}$ $72^{\circ}33' \text{в.д.}$, высота 3100 м над ур. моря) и на леднике Федченко (метеорологическая станция им. Н.Н.Горбунова, $38^{\circ}10' \text{с. ш}$ $72^{\circ}20' \text{в. д.}$, высота 4160 м над ур. моря).

Метеорологическая станция им.Н.Н. Горбунова расположена практически в центре Евразии, удалена от источников антропогенного загрязнения атмосферы, является постоянно работающей в течение многих десятилетий базовой станцией, т.е. имеются все условия для создания там уникальной постоянно работающей станции для контроля за изменением атмосферного загрязнения, аналогичной американской тихоокеанской обсерватории НУОА (Национальное управление по атмосфере и океану) в Мауна-Лоа на Гавайских островах. В связи с этим для получения количественных данных осенью 1989 г на станции им.Н.Н.Горбунова был установлен счетчик концентрации аэрозольных ядер конденсации Гарднера [258], который представляет собой счетчик ядер конденсации Рича [259] с камерой Вильсона в промышленном варианте, удобный для работы в экспедиционных условиях.

Впервые одним и тем же счетчиком получены данные о концентрации аэрозольных ядер конденсации над ледником Федченко и в окрестности Душанбе, на станции атмосферных исследований ФТИ им. С.У.Умарова.

В приборе установлена трубчатая камера Вильсона длиной 30см и диаметром 2.5см. В качестве увлажняющего элемента внутри камеры используется промокательная бумага. Источником света является электрическая лампа, приемником - фотоэлемент, расположенные в верхней и нижней частях камеры. Лампа питается от батареи с напряжением 1.5В, фотоэлемент от - четырех 30-вольтовых батарей, используемых в радиоприемниках.

Измерения концентрации аэрозольных ядер конденсации проводится следующим образом. В камеру отбор воздуха производится ручным насосом, затем камера изолируется от внешнего воздуха клапанами на входе и выходе. Соседняя камера вакуумируется при помощи этого же насоса, что позволяет создавать необходимое разрежение давления воздуха в рабочей камере для конденсации влаги на аэрозольных ядрах. Ослабление излучения аэрозолем в камере определяется по показаниям стрелочного прибора, затем с помощью калибровочной кривой вычисляется концентрация аэрозольных ядер конденсации. Калибровка прибора осуществляется путем его сравнения со счетчиком ядер конденсации Поллака [260-261].

Диапазон измерений аэрозольных ядер конденсации составляет 10^2 - 10^7 см⁻³. Схема прибора показана на рис.3.27. Описанный счетчик Гартнера в настоящее время широко используется для определения концентрации аэрозоля в естественных условиях.

Измерения концентрации аэрозольных ядер конденсации на метеостанции им.Н.Н.Горбунова проводились примерно 1 раз за 1 ч с 29 сентября по 26 октября 1989г., в окрестности Душанбе в 1990 г. с 10 до 16 ч 10 мая и с 10 до 18 ч 11 мая, вариации концентрации аэрозольных ядер конденсации представлен на рис.3.28. Измерения в окрестностях Душанбе проводились в весеннее время, когда концентрация аэрозоля обычно минимальная. Для данных, полученных на леднике Федченко, характерен разброс фоновой концентрации аэрозольных ядер конденсации от 300 до 1000 см⁻³.

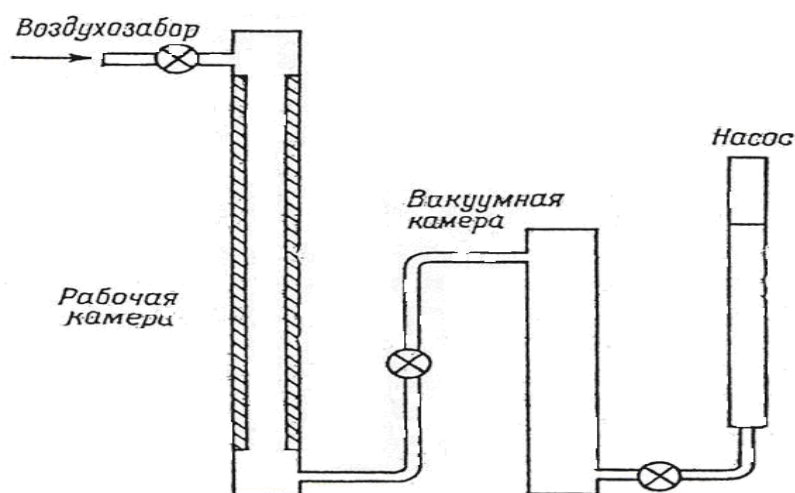


Рис. 3.27. Схема счетчика ядер конденсации Гартнера.

Максимальные значения концентрации ($\sim 10^4$) появлялись в периоды дополнительного обогрева станции углем в особо холодное время суток, хотя счетчик располагался на расстоянии 50 м от станции, а загрязненный воздух, как правило, переносился в противоположную сторону от пункта расположения счетчика. Другая часть высоких значений концентрации аэрозольных ядер конденсации, возможно, связана с приходом к пункту расположения счетчика воздуха с уровней ниже станции.

Необходимо отметить, что фоновые концентрации аэрозольных ядер конденсации относятся к воздушной массе, приходящей к пункту наблюдений с верхнего уровня и составляют примерно 300 см^{-3} . Средние значения концентрации аэрозольных ядер конденсации в окрестностях Душанбе составляют примерно $1.5 \times 10^6 \text{ см}^{-3}$, т.е. на два порядка выше, чем на леднике Федченко. Эти данные характерны для городского воздуха, загрязненного источниками антропогенного аэрозоля.

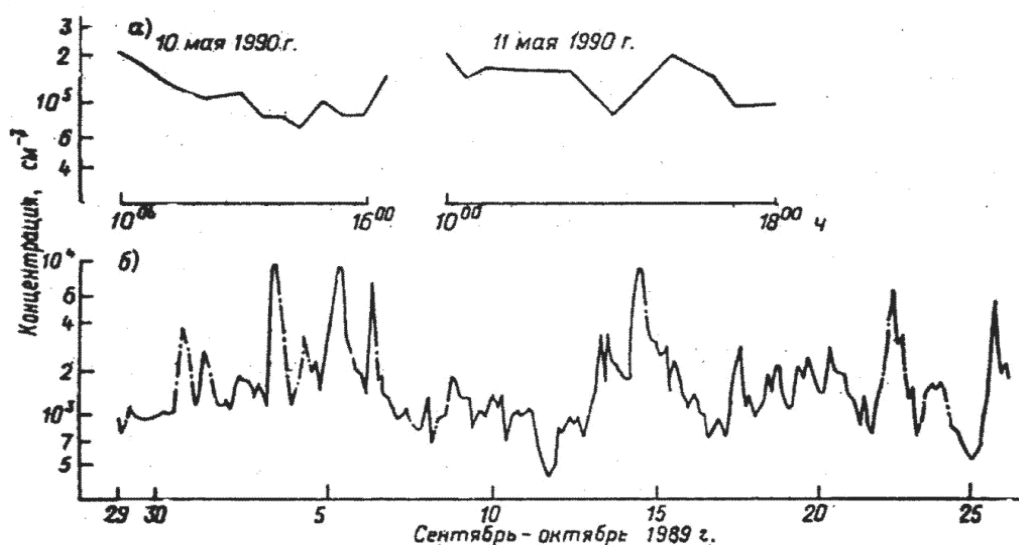


Рис.3.28. Вариация концентрации аэрозольных ядер конденсации в окрестностях Душанбе (а) и над ледником Федченко (б).

Приведенные данные подтверждают вывод о том, что метеорологическая станция им. Н. Н. Горбунова на леднике Федченко может быть вполне пригодной как фоновая континентальная высокогорная станция атмосферного мониторинга для проведения длинных рядов измерений аэрозольных и газовых примесей в атмосфере, а также для изучения их переноса в масштабе планеты. Отметим, что минимальные концентрации аэрозольных ядер конденсации ($\approx 300 \text{ см}^{-3}$) сравнимы

с фоновыми концентрациями аэрозольных ядер конденсации в тропосфере по данным американской тихоокеанской станции Мауна-Лоа на Гавайских островах[258].

3.4. Температурный эффект пылевого аэрозоля в период прохождения “афганца” в юго-восточной части Центральной Азии

В данном параграфе будет проведен анализ изменений температуры приземного слоя воздуха при пылевом помутнении атмосферы над Душанбе, Шаартузем и Эсанбае в сентябре 1989 г и представлены количественные оценки охлаждения воздуха и уменьшения амплитуды суточных колебаний температуры с падением горизонтальной дальности видимости. Для этих оценок привлечены данные измерений прямого солнечного излучения актинометром и коэффициента ослабления воздуха фотоэлектрическим аэрозольным нефелометром ФАН.

В [14] исследовались температурные эффекты на примере пылевых бурь в юго – западных районах Таджикистана. Анализировалась связь между температурой приземного слоя воздуха $t^{\circ}\text{C}$ с горизонтальной дальностью видимости S_m , км по данным пяти метеостанций в пунктах П. Айвадж, Шаартуз, Курган–Тюбе, Санглок и Душанбе, расположенных по направлению юг-север, практически на пути продвижения воздуха в периоды пылевых бурь. Расстояние от п.П. Айвадж до г.Душанбе составляет около 250 км. Исследовались данные 10 дней с сильной пылевой мглой, которые относились к июлю – августу 1979,1980,1984 и 1986 г. Вертикальная толщина пылевого слоя составляла 1.2-2.5 км, значения S_m менялись от 0.2 км до 10 км. В суточном ходе $t^{\circ}\text{C}$ практически во всех случаях наблюдалось падение дневных температур и повышение ночных. Значение $t^{\circ}\text{C}$ измерялось ежесуточно по стандартной программе 8 раз в сутки, через каждые 3 часа (время московское, сутки начинаются с 00 часов).

Для оценок среднесуточных изменений температуры $\Delta T,^{\circ}\text{K}$ данные обрабатывались тремя способами:

1. Для каждого значения $t^{\circ}\text{C}$ определялись величины $T_{\text{д}}$, $T_{\text{н}}$ по разности между суммами средних за день похолоданий – за 06 - 21 ч и средних за ночь потеплений (за 00 и 03 ч) в мутный и предшествующий незамутненный день. Эти оценки $\Delta T,^{\circ}\text{K}$ рассматривались как максимальные;

2. Для оценки минимальных $\Delta T, ^\circ K$ те же температурные суммы в мутный день сравнивались со среднеарифметическими суммами в сутки до начала и после окончания пылевой мглы;

3. Сравнивались значения среднедневных похолоданий в мутный день и в предшествовавший ему незамутненный день.

Все способы обработки дали одинаковые результаты: снижение среднесуточных $\Delta T, ^\circ K$ с уменьшением S_m . Этот факт свидетельствовал о возможности рассматривать пылевую мглу как природный аналог дымовой мглы при изучении климатических последствий пожаров ядерной войны [14,21].

Описан подробный анализ данных $t, ^\circ C$, полученных на метеостанции Душанбе, Шаартуз и Эсанбай. Были исследованы актинометрическая прозрачность атмосферы P_a по аэрозолю и коэффициент ослабления излучения в приземном слое воздуха $\sigma_a, \text{км}^{-1}$ и температурные эффекты для каждого эпизода пылевой мглы. Действительно, за время эксперимента было всего два пылевых эпизода: умеренная мгла 16-18 сентября 1989 г. (1-й эпизод) и сильная мгла 20-21 сентября 1989 г. (2-й эпизод). Аэросиноптические условия в период эксперимента описаны в работе [80]. Отметим, что 1-й пылевой эпизод был вполне удачным для анализа температурных эффектов для каждого мутного дня; 2-й эпизод оказался, наоборот, сложным: пылевая буря, вследствие которой появилась пылевая мгла, была чрезвычайно мощной и сопровождалась приходом холодной воздушной массы, возникновением на обширной территории облаков, а в г. Душанбе и его окрестностях – осадками в виде дождя, что ограничило возможности детального анализа температурных данных. Величины $\Delta T, ^\circ K$, и $\Delta T_A, ^\circ K$ среднесуточное падение $t, ^\circ C$ и амплитуда колебаний в ее суточном ходе были оценены лишь для 1-го дня пылевой мглы 20 сентября. Результаты измерений $t, ^\circ C$ (см. рис 3.29) актинометрической прозрачности атмосферы по аэрозолю P_a и коэффициента ослабления воздуха $\sigma_a, \text{км}^{-1}$, а также полученных по этим данным значений аэрозольной оптической толщины атмосферы $\tau_a = -\lg P_a$ и σ_a показаны на рис. 3.31. Значение $\sigma_a, \text{км}^{-1}$ измерены ФАН -ом для пылевых эпизодов 17 и 20 сентября, а для 15,16,18,19 сентября 1989 г., восстановлены сопоставлением измеренного 17 сентября, $\sigma_a, \text{км}^{-1}$ с данными τ_a на эти дни.

На рис.3.29(а) точками обозначены: I - значения $t,^{\circ}\text{C}$, измеренные на метеостанции Душанбе; II-значение $t,^{\circ}\text{C}$, которое могло реализоваться в 09 ч 20 сентября в отсутствие пылевой мглы; III-значение $t,^{\circ}\text{C}$, которое могло реализоваться только из-за прихода холодной воздушной массы. Огибающая прямая I проведена по максимальным $t,^{\circ}\text{C}$ в незамутненные дни 15,19 и 28 сентября; огибающая - прямая II-проведена по минимальным ночным $t,^{\circ}\text{C}$, в незамутненные дни 25 и 28 сентября; огибающая прямая III-проведена по максимальным дневным значениям $t,^{\circ}\text{C}$ в незамутненные дни 25 и 28 сентября; вертикальная пунктирная прямая IV-проведена в срок 09 ч., близкий ко времени вторжения холодной воздушной массы в пределы Душанбе; ломаная линия V-проведена по значениям $t,^{\circ}\text{C}$, измеренным в срок 09 ч для определения суток с максимальным помутнением воздуха.

Сплошными вертикальными прямыми обозначено время начала и окончания осадков. Косой штриховой линией обозначены интервалы максимальных $t,^{\circ}\text{C}$, днем в 12 и 15 ч и минимальных - ночью в 00 и 03 ч. Из-за отсутствия значения $t,^{\circ}\text{C}$, в 15 и 21 ч точки соединены пунктирной линией.

Как видно из рис.3.30. основные черты в поведении дневных и ночных $t,^{\circ}\text{C}$, при пылевой мгле совпадает с данными [14] -дневные $t,^{\circ}\text{C}$ падают из-за общего ослабления пылевой мглой солнечного излучения как в видимом (в окрестности длины волны $\lambda = 0.5\text{мкм}$), так и в инфракрасном излучении земной поверхности. По абсолютным значениям дневное охлаждение воздуха больше, чем его ночное потепление. Этот же результат просматривается и по данным $t,^{\circ}\text{C}$, -метеостанции в Шаартузе и Эсанбае (см. данные в работе [80]).

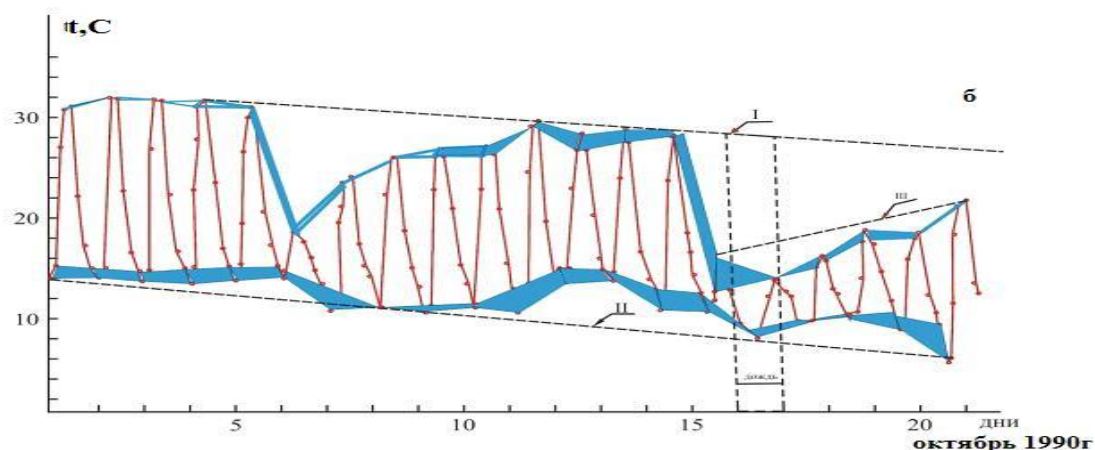
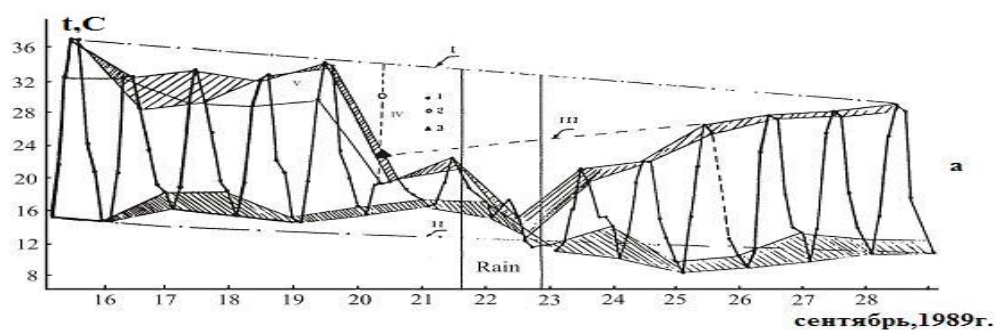


Рис. 3.29. Вариации температуры приземного слоя воздуха в г. Душанбе в период пылевой мглы **а** - в сентябре 1989 года, **б** - в октябре 1990 года.

Во втором пылевом эпизоде с приходом холодной воздушной массы между временами 06 и 09 ч 20 сентября, $t, ^\circ\text{C}$, в срок 09 ч по данным рис. 3.30 могла снизиться примерно на 10° независимо от помутнения воздуха (на рис.3.30 различие по $t, ^\circ\text{C}$, уровням точки 3 и огибающей 1). Этот вывод согласуется с данными [80]- с момента вторжения холодного воздуха на территорию Таджикистана (данные метеостанции п. Айвадж) в 02 ч 20 сентября с резким понижением температуры воздуха.

Прямая I (рис.3.29) указывает на монотонное падение $t, ^\circ\text{C}$ в период с 15 по 29 сентября примерно на 10°C , что в общем согласуется со среднемноголетними данными о понижении температуры в этот срок примерно на 6°C . Поэтому оценка степени падения $t, ^\circ\text{C}$ до уровня точки 3, расположенной на пересечении прямой IV и огибающей III, представляется близкой к реальной.

Таким образом, анализ результатов показал, что для первого пылевого эпизода (17 сентября) дневное падение температуры относительно линии 1

составляет для Душанбе 2.4°C, для Шаартуза 5.5°C и Эсанбая 5°C и ночное повышение температуры относительно линии II соответственно 2°C, 3°C и 1.3°C.

Для второго пылевого эпизода 20 сентября дневное падение температуры относительно линии I составляет для Душанбе 14°C, для Шаартуза 11°C и Эсанбая 12.4°C и ночное повышение температуры относительно линии II, соответственно 2.4°C, 3°C и 2°C.

На рис.3.30. точками обозначены: 1-значения P_a - прозрачности атмосферы по аэрозолю по данным актинометрических измерений (угловая высота Солнца 15-20 сентября составляла 53°. число воздушных масс соответственно $m=1.2$). Актинометр был снабжен механизмом непрерывного слежения за Солнцем. Точки 2-значения S_m , км вычислены по данным σ_a , км⁻¹ из соотношения $S_m=3.9/\sigma_a$. Точки 3-значения оптической толщины атмосферы по аэрозолю получены из соотношения $\tau_a = -\lg P_a$; точки-4 значения σ_a , км⁻¹. Как отмечалось выше значения σ_a , км⁻¹ измерялись 17 и 20 сентября, остальные значения σ_a восстанавливались из сопоставления измеренных σ_a с величинами τ_a на полдень 15-19 сентября. Численные значения этих величин приведены в табл. 3.12. с указанием величины среднеквадратичных отклонений и относительных погрешностей.

Величина P_a, τ_a и σ_a относятся к эффективной длине волны $\lambda=0.5$ мкм. Оценка вертикальной толщины 1 пылевой мглы 1-го эпизода по соотношению $\tau_a = \sigma_a L$ дает $L=0.9$ км в направлении к Солнцу. Этот результат согласуется с выводом [87], если учесть, что Душанбе расположен на высоте $H=0.821$ км над уровнем моря.

Как видно из рис. 3.30 и табл. 3.9 величина S_m в период 1-го пылевого эпизода менялась в интервале значений от 6.3 км до 13 км, что согласуется с оценкой значений S_m для 1-го эпизода на метеостанции, по которому $S_m=4-10$ км. По данным измерений с помощью ФАН, значения на 20 сентября составляют 2 км, что дает значение $S_m=2$ км. Однако, по данным всех метеостанции (Шаартуз, Эсанбай, Душанбе), как отмечено в [80], значения S_m падали до 0.5 км.

Таблица 3.9.

Средние значения P_a , τ_a , σ_a , км⁻¹. В столбцах даны среднеквадратические отклонения для P_a и τ_a . Относительные погрешности определения σ_a и $P_a \cdot S_m$ для 17 и 20 сентября 5%, для σ_a , S_m 15, 16, 18, 19 сентября 15%. Значения ΔT , (°K) и ΔT_A , (°K) получены методом огибающей.

П/п	Дата	P_a	$\delta P_a \cdot 10^3$	τ_a	$\delta \tau_a \cdot 10^3$	σ_a	S_m	ΔT , °K	ΔT_A , °K
1	15.09	0.70	7	0.35	1	0.305	12.8	0	13.6
2	16	0.67	9	0.40	1	0.330	11.8	0.9	9.6
3	17	0.49	3	0.71	5	0.616	6.3	2.2	6.4
4	18	0.62	30	0.48	4	0.400	9.8	2.1	9.0
5	19	0.63	20	0.47	4	0.380	10.3	0.4	12.2
6	20	-	-	-	-	2.00	1.95	6.7	2.8

Расхождение этих данных, возможно, связано с тем, что станции дают минимальные значения S_m по визуальным оценкам. А прибор ФАН располагается на площадке выше пункта метеостанции, примерно на 50м. Несмотря на это расхождение, нам представляется предпочтительным использовать значение $S_m=2$ км с учетом того, что измерение проводились стандартным прибором ФАН.

Процедура обработки данных несколько отличается от той, которая использовалась в [14]. Однако, как и в [14], определялись среднедневные значения температуры $t_d = (1/6) \sum_1^6 t_i$ за период 06-21 ч и средненочные $t_n = (1/2) \sum_1^2 t_i$ за период 00 и 03 ч, затем на каждые сутки, начиная с 15 сентября включительно по 20 сентября, определялись суммарные температуры $t_c = t_d + t_n$. Дальнейшая процедура обработки данных в настоящей работе для наглядности представлена на рис. 3.32 где прямые линии 1 и 2 проведены как огибающие по данным значений t_d в полдень 15 и 19 сентября, t_n в полночь 15 и 18 сентября в максимально незамутненные сутки.

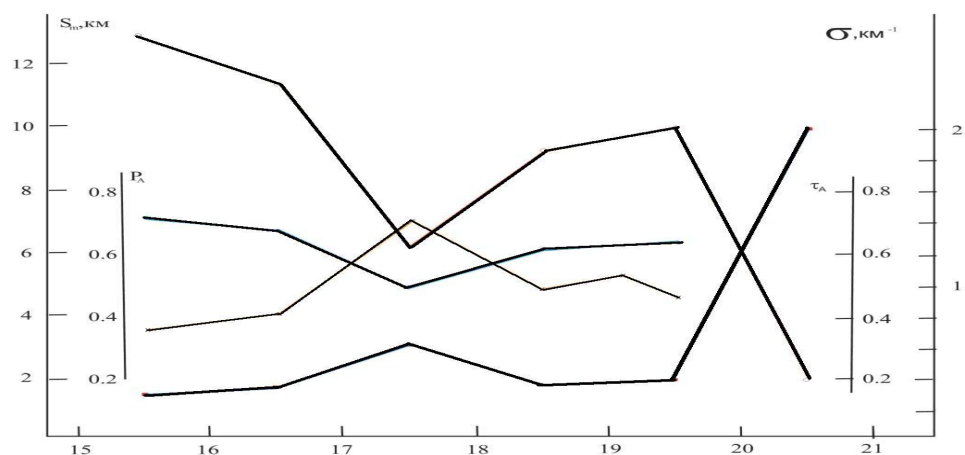


Рис. 3.30. Суточный ход различных параметров атмосферы в период первого и второго пылевых эпизодов (по оси X - дни, сентябрь 1989года).

Линии 1 и 2 проведены по значениям дневных t_d и ночных t_n . Значения ΔT , ($^{\circ}K$) - суточное охлаждение температуры под слоем мглы оценивались как $\Delta T = \Delta T_d + \Delta T_n$, где ΔT_d - разность между значениями t_d и $t_{огиб}$ на огибающей линии 1 (см., -пояснения к рис.3.31.). ΔT_d ($^{\circ}K$) -разность между величинами t_n и $t_{огиб}$ на огибающей линии 2. Значения ΔT_n , ($^{\circ}K$) определялись как разность температур в полдень и полночь по сглаженным линиям 1 и 2. Численные значения величин ΔT ($^{\circ}K$) и ΔT_A , ($^{\circ}K$) приведены в табл. 3.9.

На рис.3.32 представлены основные результаты настоящей работы. Точками обозначены 1-значения ΔT , ($^{\circ}K$) по работе [14] получены 1-м способом обработки данных из сравнения суммарных температур в день помутнения воздуха и в предшествующий день. Эти значения относятся к каждому пылевому эпизоду как к одному в целом; 2-значения ΔT , ($^{\circ}K$) по данным настоящей работы - получены методом огибающих (см. пояснения к рис. 3.31).

В отличие от [14] здесь для 1-го пылевого эпизода получены по 5 различным значениям ΔT , ($^{\circ}K$), S_m ; 3-значения ΔT , ($^{\circ}K$), получены для 1-го и 2-го сентябрьских пылевых эпизодов, но способом 1-м в работе [14]: значения ΔT , ($^{\circ}K$), 2,3 -17 сентября и 6,4 $^{\circ}K$ -20 сентября; 4 - значения ΔT , ($^{\circ}K$), получены методом огибающих (см. рис. 3.32) на каждый день 1-го пылевого эпизода и на 20 сентября-2-го эпизода. Основные результаты работы состоят в следующем.

Проведен подробный анализ связи величин $\Delta T, (^{\circ}K)$, $\Delta T_A, (^{\circ}K)$ с величиной S_m для одного и того же пылевого эпизода, что позволило восполнить пробел данных в работе [14] в интервале значений S_m от 6 км до 13 км.

Результаты настоящей работы подтверждают основные выводы [14] о систематическом понижении $\Delta T, (^{\circ}K)$ у земной поверхности и амплитуды суточных колебаний с уменьшением S_m .

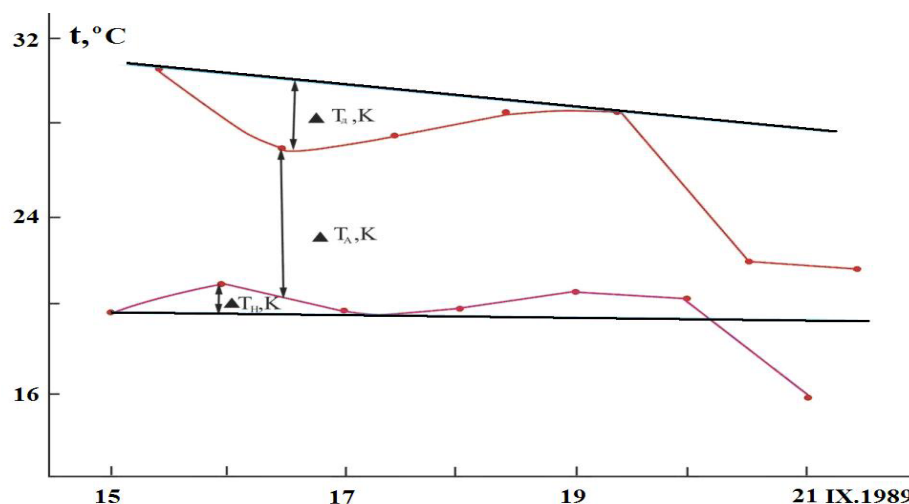


Рис. 3.31. Пояснение к определению методом огибающих величин $\Delta T(^{\circ}K)$ и $\Delta T_A(^{\circ}K)$ при различных S_m

Этот вывод согласуется также с результатами работы [84] о превышении оптических толщин пылевого аэрозоля τ_a в видимой области спектра над τ_a в инфракрасной области спектра: величина $K = \tau_a(0.5 \text{ мкм}) / \tau_a(10 \text{ мкм})$ ($K=1.7-3.2$ для различных типов пылевого аэрозоля, образцы которых собирались в окрестности наблюдательных площадок в Шаартузе, Эсанбае и Душанбе).

С учетом данных настоящей работы и работы [14] можно утверждать, что между величинами $\Delta T, (^{\circ}K)$, $\Delta T_A, (^{\circ}K)$ и S_m имеется достаточно определенная связь в интервале значений S_m , минимальных до $S_m=12$ км. При $S_m>12$ км значения $\Delta T, (^{\circ}K)$ становятся пренебрежимыми и близкими к $\Delta T_A, (^{\circ}K)$ в незамутненные дни. Результаты исследований, относящиеся к данному параграфу представлены нами в работах [92, 262-265].

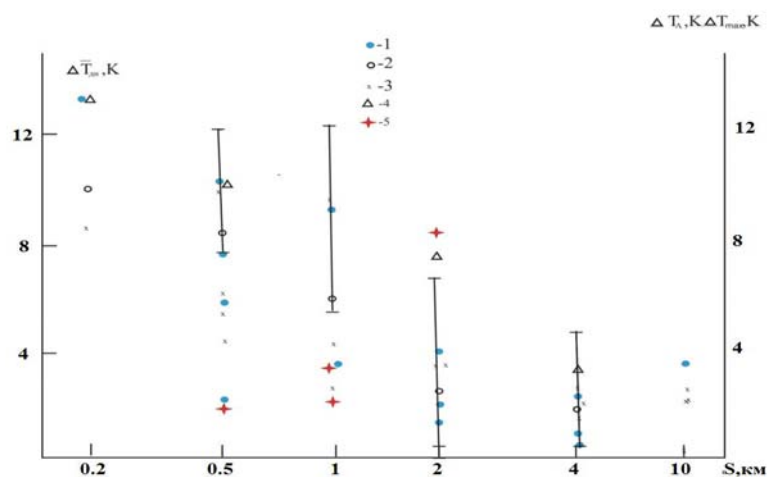


Рис. 3.32. Сопоставление данных $\Delta T(^{\circ}K)$ от дальности видимости S_m

Необходимо отметить, что в октябре 1990 года наблюдались два эпизода мощной пылевой бури (6.X.90 г. и 15.X.90 г.), которые привели к резкому понижению дневной температуры воздуха и к некоторому потеплению ночной температуры. Метеорологическая дальность видимости достигало 0.5-1 км. Умеренная пылевая мгла 12.X.90 г. привела к уменьшению дневной температуры воздуха и повышению ночной температуры (рис 3. 30.).

3.5. Температурный эффект пылевого аэрозоля в период пылевой мглы в юго-восточной части Центральной Азии

В соответствии с программой эксперимента и ввиду того, что ожидалось небольшое количество пылевых эпизодов в период работы, ставилась задача провести подробный анализ температурных эффектов для каждого эпизода пылевой мглы. Первичные данные о метеорологических параметрах атмосферы получены из сайта <http://www.rp5.ru> . Для анализа собирались метеорологические данные в период с 08 ноября по 21 ноября 2007 г., когда было отмечено несколько интересных пылевых эпизодов. Необходимо отметить, что все пылевые эпизоды были вполне удачными для анализа температурных эффектов. Величины ΔT и ΔT_d , среднесуточного падения температуры и амплитуда колебаний в ее суточном ходе были оценены для всех эпизодов с 08 ноября до 21 ноября 2007 г. (рис. 3.33).

Результаты измерений температуры и расчёт коэффициента ослабления воздуха σ_a , км^{-1} , а также полученные по этим данным значения аэрозольной

оптической толщины атмосферы $\tau_a = -\lg P_a$ и σ_a приведены в табл.3.10, температурные параметры представлены в табл.3.11., где

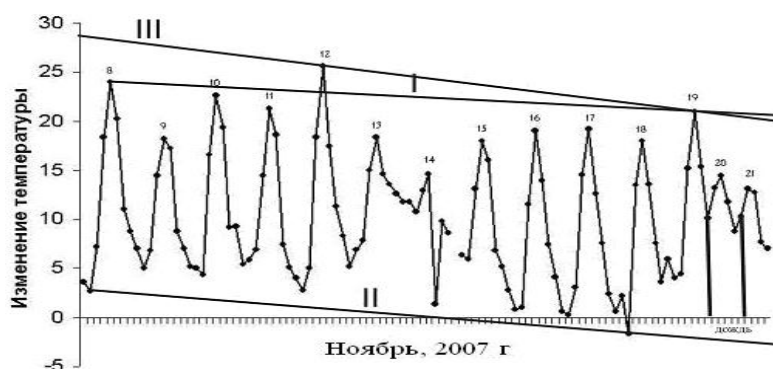


Рис. 3.33. Вариации температуры приземного слоя воздуха в г. Душанбе в период пылевой мглы в ноябре 2007г.

P_a — аэрозольная прозрачность атмосферы (с вычетом поглощения идеальной атмосферы и поглощения водяного пара по данным работы [195,267-269] и измеренным значениям абсолютной влажности в приземном слое воздуха). Значения σ_a , км^{-1} измерялись 8 и 12 ноября, остальные значения σ_a восстанавливались по измеренным σ_a и величинам τ_a в полдень 9,10,13...21 ноября. Значения σ_a рассчитаны для пылевых эпизодов, имевших место 9, 13, 14, 15 ноября, и определены данные, τ_a на эти дни. Значения S_m , км, вычислены по данным σ_a , км^{-1} из соотношения $S_m = 3.9/\sigma_a$ по измеренным значениям коэффициента аэрозольного рассеяния, σ_a , км^{-1} . Величины P_a , τ_a и σ_a соответствуют эффективной длине волны $\lambda = 0.55$ мкм. Оценка вертикальной толщины L пылевой мглы в первом пылевом эпизоде по соотношению $\tau_a = \sigma_a L$ дает $L = 0.9$ км по направлению к Солнцу, $L = 0.7$ км. Этот результат согласуется с выводом [14], если учесть, что Душанбе расположен на высоте $H = 0.821$ км над уровнем моря.

На рис.3.35 прямая I - проведена по максимальным температурам в «незамутненные» дни 8 и 19 ноября; прямая II- проведена по минимальным ночным температурам воздуха в незамутненные дни 8 и 18 ноября; прямая III- проведена по максимальным дневным значениям температуры воздуха в

Таблица 3.10.

Средние значения P_a ; τ_a ; σ_a , км⁻¹ и температурных параметров.

Дни	S_m	σ_a	τ_a	P_a	$t_{ср.ночн.}$	$t_{ср.дн.}$	ΔT_1	$T_{нд}$	T_{nn}	ΔT_2
8	51	0.07	0.1	0.93	5.62	17.45	11.83	24	8.8	15
9	0.5	7.82	-	-	7.6	14.15	6.55	18.2	7	11
10	2	1.95	1.8	0.17	7.9	15.75	7.85	22.6	9.3	13
11	4	0.97	0.9	0.41	5.97	15.3	9.33	21.3	5.1	16
12	51	0.07	0.1	0.87	7.46	16.6	9.14	25.6	8.3	17
13	0.5	7.82	-	-	9.58	17.45	7.87	18.4	13	5.8
14	0.5	7.82	-	-	10.5	9.92	-0.58	14.6	8.6	6
15	0.2	19.6	-	-	6.13	13.27	7.14	18	5.2	13
16	2	1.96	1.8	0.17	3.8	13.7	9.9	19	4.1	15
17	4	0.97	0.9	0.41	3.43	12.35	8.92	19.2	2.4	17
18	4	0.97	0.9	0.41	3.5	10.9	7.4	18	3.6	14
19	4	0.97	0.9	0.41	8.3	14	5.7	21	13	7.8
20	10	0.39	0.4	0.7	10.23	11	0.77	13.1	7	6.1
21	51	0.07	0.1	0.93	9.75	14.75	5	20.4	16	4.4

незамутненные дни 12 и 19 ноября; вертикальная линия соответствует времени 08 ч, близкому ко времени вторжения холодной воздушной массы в пределы Душанбе. Сплошными вертикальными прямыми обозначено время начала и окончания осадков.

Как видно из рис. 3.33, основные черты в поведении дневных и ночных температур при пылевой мгле соответствуют данным работы [14,269] - дневная температура падает из-за общего ослабления пылевой мглой солнечного излучения как в видимом (в окрестности длины волны $\lambda=0.5\text{мкм}$), так и в инфракрасном излучении земной поверхности.

По абсолютным значениям дневное охлаждение воздуха больше, чем его ночное потепление. Этот же результат просматривается и по данным измерения температуры воздуха на метеостанции в г. Термезе Республики Узбекистан.

Прямая 1 (рис. 3.34) указывает на монотонное падение температуры в период с 8 по 21 ноября примерно на 3.1°K, что в общем согласуется со

Таблица 3.11.

Средние значения температурных параметров.

Дни	$t_{ср.ноч}$	$t_{ср.дн}$	T_1	$t_{полдень}$	$t_{полночь}$	T_2	ΔT_1	ΔT_2	$T(K)$	$T_A(K)$
8	5.62	17.45	12	24	8.8	15	0	2.5	2.5	-2.5
9	7.6	14.15	6.6	18.2	7	11	-5.76	1.2	-4.6	-6.96
10	7.9	15.75	7.9	22.6	9.3	13	-1.15	4.2	3.05	-5.35
11	5.97	15.3	9.3	21.3	5.1	16	-2.3	0	-2.3	-2.3
12	7.46	16.6	9.1	25.6	8.3	17	2.7	2.3	5	0.4
13	9.58	17.45	7.9	18.4	12.6	5.8	-2.3	10.8	8.5	-13.1
14	10.5	9.92	-0.6	14.6	8.6	6	-8.1	3.46	-4.6	-11.6
15	6.13	13.27	7.1	18	5.2	13	-4.61	2.3	-2.3	-6.91
16	3.8	13.7	9.9	19	4.1	15	-3.1	1.5	-1.6	-4.6
17	3.43	12.35	8.9	19.2	2.4	17	-2.7	0	-2.7	-2.7
18	3.5	10.9	7.4	18	3.6	14	-3.5	1.92	-1.6	-5.42
19	8.3	14	5.7	21	13.2	7.8	0	12.3	12.3	-12.3
20	10.23	11	0.8	13.1	7	6.1	8.1	6.54	14.6	1.56
21	9.75	14.75	5	20.4	16	4.4	0	16.15	16.2	-16.2

Примечание: $\Delta T_1 = T_{н.д} - T_{ог.}$; $\Delta T_2 = T_{н.н} - T_{ог.}$.

среднемноголетними данными о понижении температуры в этот срок примерно на 2.8 °К. Для всех эпизодов пылевой мглы анализ результатов приведен в табл. 3.11.

Процедура обработки данных несколько отличается от той, которая использовалась в [14]. Однако, как и в [14], определялись среднедневные значения температуры $t_d = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 t_i$ в период от 08 до 17 ч и средненочные $t_n = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 t_i$ за период от 20 до 05 ч. Затем на каждые сутки, начиная с 8 ноября включительно по 21 ноября, определялись суммарные температуры $t_s = t_d + t_n$. Дальнейшая процедура обработки данных в настоящей работе для наглядности представлена на рис. 3.46, где прямые линии 1 и 2 проведены как огибающие по данным значений t_d в полдень 8 и 21 ноября, t_n - в полночь 11 и 17 ноября в максимально «незамутненные» сутки.

Линии 1 и 2 проведены по значениям дневных t_d и ночных t_n . Значения ΔT , °К - суточное охлаждение температуры под слоем мглы оценивалось как $\Delta T = \Delta T_d + \Delta T_n$, где ΔT_d - разность между значениями t_d и t_{env} на огибающей линии 1 (см. пояснения к рис. 3.34.), ΔT_n - разность между величинами t_n и t_{env} на огибающей линии 2. Значения ΔT определялись как разность температур в полдень и в полночь по сглаженным линиям 1 и 2. Численные значения величин ΔT и ΔT_A приведены в табл. 3.12.

На рис.3.34. и табл.3.12 представлены основные результаты настоящей работы. Точками обозначены 1 - значения ΔT по работе [1], полученные 1-м способом обработки данных из сравнения суммарных температур в день помутнения воздуха и в предшествующий день. Эти значения относятся к каждому пылевому эпизоду как к одному в целом; 2 - значения ΔT по данным настоящей работы - получены методом огибающих (пояснения к рис. 3.35).

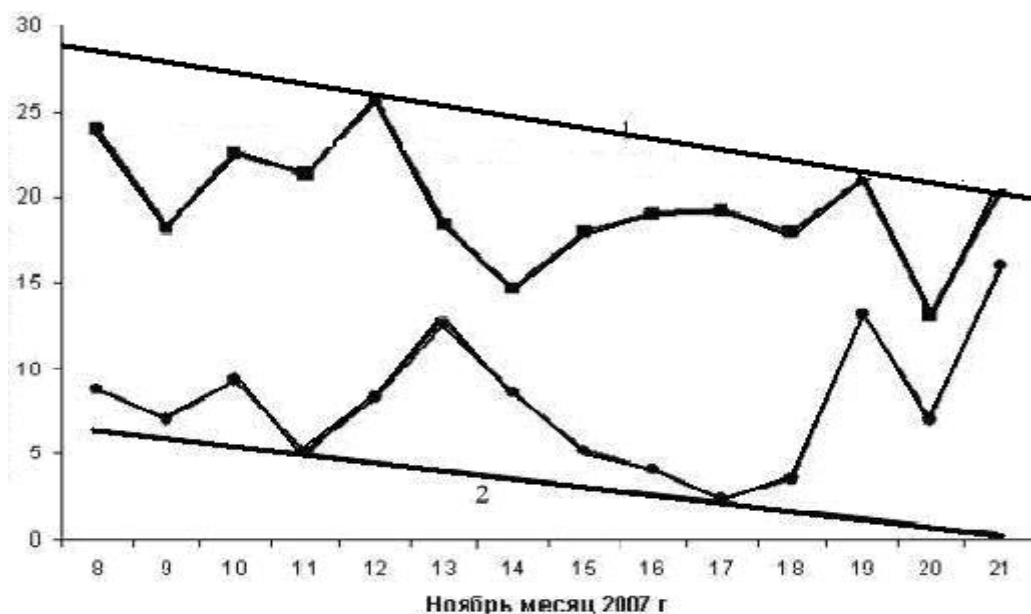


Рисунок 3.34. Пояснение к определению методом огибающих величин

$$\Delta T(K) \text{ и } \Delta T_A(K) \text{ при различных } S_m$$

В отличие от [14] здесь для 1-го пылевого эпизода получено по 5 различным значениям ΔT , S_m ; 3 - значения ΔT , полученные для 1-го и 2-го ноябрьских пылевых эпизодов, но 1-м способом в работе [14]: значения ΔT – 4.56 °К - 9 ноября и 8.5 °К - 13 ноября; 4 - значения ΔT , полученные методом огибающих (рис. 3.37) на каждый день пылевых эпизодов до 21 ноября.

Пыльные бури и мгла и являются существенными метеорологическими факторами в Центральной Азии. Среднегодовое число дней с мглой в г. Душанбе достигает 15-20, из них с сильной мглой, когда видимость становится менее 2 км, - 7 дней. По частоте повторяемости мглы 2001 г. являются рекордными. В период с июня по август слабая мгла в г. Душанбе была почти ежедневно. Количество дней с умеренной и сильной мглой в период с июня по ноябрь составило 29 дней. Отмечено, что при мгле в летнее время происходит выхолаживание воздуха на 3-8 градусов по сравнению с ясной погодой [34-39].

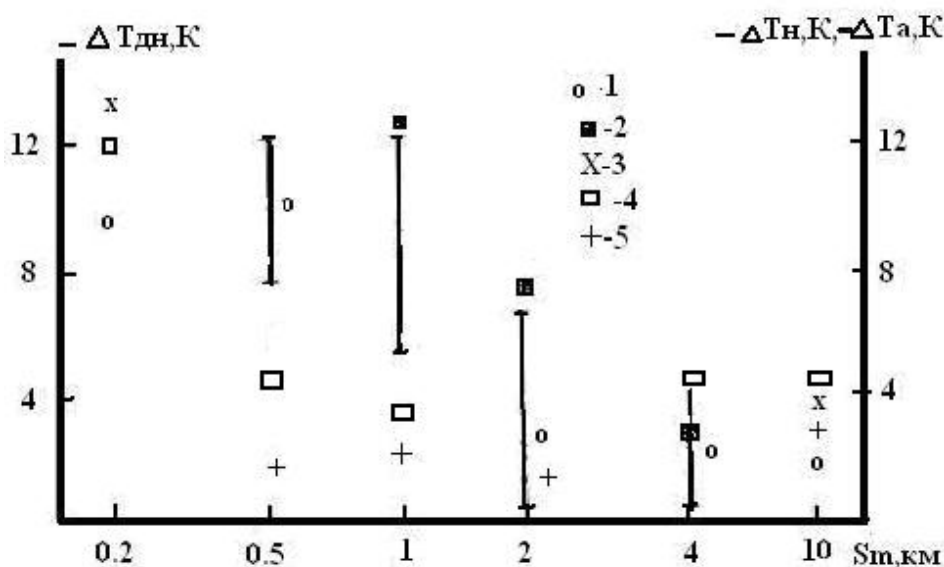


Рис. 3.35. Сопоставление данных ΔT (K) в зависимости от дальности видимости S_m

В 2007 г. в изучаемый период с 8 ноября по 21 ноября наблюдалось несколько дней пылевой мглы различной мощности. Адвективная (принесенная) пыльная мгла привела, как показано на рис. 3.36, к падению дальности видимости от 0.2 до 10 км. Анализ нескольких эпизодов пылевой бури (пылевой мглы) показывает, что при средней пылевой мгле ($S_m=8-10$ км) величина суточного охлаждения температуры воздуха на всех изученных станциях составила в среднем $\Delta T=2$ K, в случае сильной ПБ (ПМ) ($S_m<1-2$ км) $\Delta T=4.5$ K.

В атмосфере аридной зоны аэрозоль в основном генерируется пылевыми бурями и состоит преимущественно из пылевых частиц минерального происхождения. Частицы с диаметром $d<1$ мкм (мелкодисперсная фракция) могут распространяться воздушным потоком достаточно далеко от источника

возникновения и долгое время оставаться в атмосфере. В зависимости от концентрации пыли, ее высотного профиля, времени суток и длительности пребывания пыли в атмосфере она может оказывать определённое влияние на температуру воздуха у земной поверхности.

Частицы с размерами меньше микрона, которые обычно и определяют степень непрозрачности атмосферы при пыльных бурях и при пыльной дымке, поглощают солнечное излучение в видимой области спектра сильнее, чем тепловое [83,84]. Поэтому в запыленной атмосфере днем происходит понижение температуры земной поверхности, а ночью - некоторое повышение по сравнению с нормальными условиями, так как тепловое излучение поверхности будет частично задерживаться запыленной атмосферой и нагревать воздух.

Как отмечено в [83] метеорологические эффекты пыльных бурь изучены гораздо полнее на Марсе, где они достигают глобальных размеров и продолжаются многие недели, чем на Земле. Во время пылевых бурь атмосфера Марса может разогреваться на 20-30 °K из-за поглощения пылью солнечной радиации, интенсивность которой у поверхности падает в несколько раз, а сама поверхность остывает в среднем на 10-25 °K.

Пыльные бури в земной атмосфере сравнительно кратковременны (обычно 1-2 дня) и локальны. Однако известно, что пыль Сахары влияет на климат пустыни и Атлантики, куда пассаты часто выносят миллионы тонн пыли, достигающей иногда Америки. В работе [79] описано падение на несколько градусов температуры днем с одновременным уменьшением суммарной солнечной радиации, приходящей к подстилающей поверхности, на 20-30% при переносе облаков пыли из Сахары в Нигерию. Заметное поглощение солнечного излучения пустынным аэрозолем отмечено также в [14,27].

Поглощение частиц в инфракрасном диапазоне особенно важно в области окна прозрачности 8-13 мкм, где основные атмосферные газы прозрачны. Это как раз та область длин волн, где функция распределения Планка теплового излучения имеет максимум для обычных земных температур. Поэтому уход тепла в космическое пространство из-за теплового излучения почвы уменьшается из-за наличия частиц, имеющих полосы сильного поглощения в этом спектральном диапазоне. Теплоотдача от нагретых мелкодисперсных частиц к окружающему

воздуху вызывает нагрев запыленной атмосферы. При этом практически вся энергия от поглощенного частицами солнечного и теплового излучения преобразуется в нагрев воздуха. Ночью тепло, поглощенное пылевыми частицами, передается воздуху и нагревает его. В итоге суммарная суточная температура воздуха запыленной атмосферы оказывается ниже, чем в чистой атмосфере.

В пылевой дымке концентрация аэрозоля невысока и атмосфера более прозрачна для солнечного излучения. Мелкодисперсные частицы верхней части инверсионного слоя, изолированные от прямого теплообмена с поверхностью Земли, поглощают тепловое излучение почвы и прямую солнечную радиацию. Это компенсирует охлаждение воздуха из-за поглощения прямой солнечной радиации. При этом дневная температура воздуха понижается на 2-3°C, а ночная повышается на 3-5°C. Следовательно, можно однозначно утверждать о вкладе аэрозолей в парниковый эффект.

Частицы аэрозоля могут участвовать в двух явлениях, приводящих к противоположным изменениям температуры. Можно определить критические параметры, определяющие переход от одного эффекта к другому. На рис.3.36 изображена зависимость среднесуточных температур воздуха в запылённой и чистой атмосфере от соответствующей концентрации пыли.

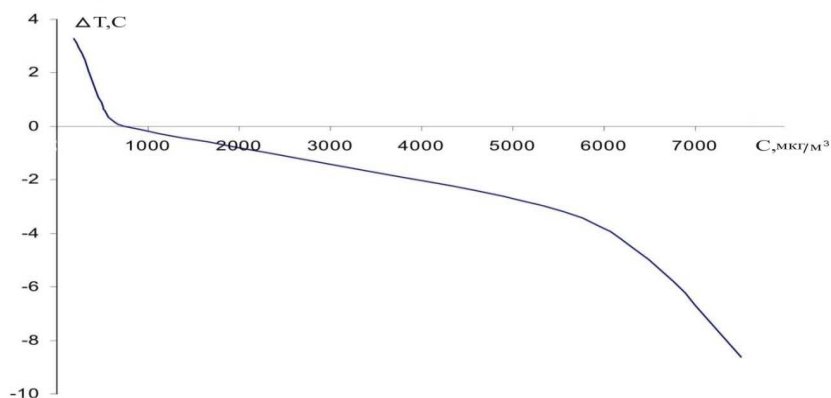


Рис. 3.36. Зависимость сдвига среднесуточной температуры воздуха от концентрации пылевого аэрозоля.

Отрезок прямой выше оси абсцисс соответствует парниковому эффекту и наличию в атмосфере пылевой дымки. Кривая ниже оси абсцисс соответствует антипарниковому эффекту в период пылевой бури. Пересечение с осью абсцисс на почти линейном участке позволяет определить критическое значение

концентрации, соответствующее переходу от парникового к антипарниковому эффекту – 750 мкг/м^3 .

На рис.3.37 изображена интенсивность прямой солнечной радиации. Для концентраций пыли, характерных для пылевой бури, эта экспоненциальная кривая практически не определена – прибор «не видит» Солнца. При малых концентрациях аэрозоля (менее 160 мкг/м^3) пылевой аэрозоль, который практически всегда есть в атмосфере, не даёт вклада в парниковый эффект, поскольку уровень теплопередачи от нагретых частиц оказывается на уровне тепловых шумов воздуха.

Чтобы выяснить роль пылевого аэрозоля в долговременном изменении температуры воздуха, необходимо проанализировать и разделить вклады аэрозоля в парниковый и антипарниковый эффекты. Такую возможность предоставляют регулярно проводившиеся в течение десятилетий измерения температуры воздуха на различных метеорологических станциях Таджикистана. Ход среднегодовой температуры оказывается различным для точек измерения, расположенных на различной высоте. На рис. 3.38 изображено повышение среднегодовой температуры за 100 лет на высотах от 426 м (Курган-Тюбе) до 4260 м (ледник Федченко). Чем выше точка наблюдения над уровнем моря, тем менее сказывается эффект потепления климата.

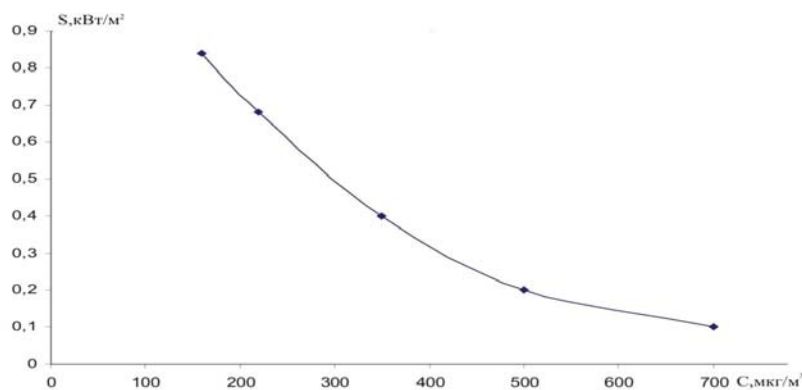


Рис.3.37. Зависимость интенсивности прямой солнечной радиации на поверхности почвы от концентрации аэрозоля.

В условиях аридной зоны, где находится Таджикистан, в воздухе постоянно находятся частицы пылевого аэрозоля с фоновым значением около 100 мкг/м^3 . Чем больше высота точки наблюдения, тем меньше концентрация фонового аэрозоля и

аэрозоля пыльных бурь. Хотя верхняя граница пыльных бурь в условиях Таджикистана достигает 4-5 км, на высокогорных наземных станциях метеорологические изменения в период пыльной бури незначительны.

Как отмечено, пылевой аэрозоль в малых концентрациях создаёт парниковый эффект и обеспечивает основную долю повышения среднегодовой температуры воздуха. Вклад в потепление климата могут давать также парниковые газы в слое воздуха между верхней и нижней точками измерения. Но если эффект поглощения парниковыми газами является глобальным, распределённым по всей атмосфере, то влияние на потепление климата от пылевого аэрозоля – локально, связано только с данной местностью.

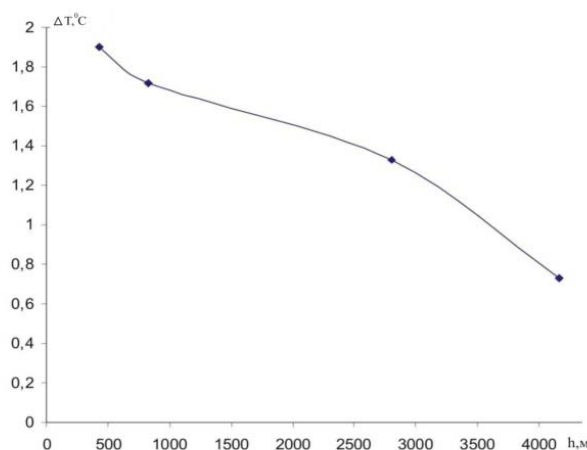


Рис. 3.38. Зависимость повышения среднегодовой температуры воздуха в Таджикистане за 60 лет от высоты точки наблюдения.

При пылевых бурях (при концентрациях более 750 мкг/м^3) пылевой аэрозоль аридной зоны приводит к антипарниковому эффекту. При пылевой дымке (при концентрациях менее 750 мкг/м^3) и постоянном присутствии аэрозольных частиц в атмосфере, пылевые частицы поглощают солнечный свет и тепловое излучение подстилающей поверхности Земли. Поглощая, как и парниковые газы в окне прозрачности 8-13 мкм и препятствуя уходу теплового излучения почвы за пределы атмосферы, аэрозоль даёт вклад в парниковый эффект,

Эти явления очень существенно влияют на климат, на экологию, на здоровье людей. В частности, при подавлении вихревых потоков в запыленных слоях атмосферы образуются застойные явления (пылевая дымка). Образование слоя

пылевой дымки понижает освещенность почвы и угнетающе влияет на растительность [83].

В работах [83,268-272] были изучены влияние пылевых бурь, на температурный режим приземного слоя атмосферы и установлено, что пылевые бури приводят к снижению температуры воздуха в приземном слое атмосферы, однако однозначное объяснение влияния пыльной мглы на температурный режим приземного слоя пока отсутствует. Для дальнейшего выяснения закономерностей влияния пыльной мглы на температурный режим приземного слоя, нами были изучены данные по изменению температуры, полученные на метеорологических станциях Душанбе, Термеза, Байрамали, Репетека за период 2005-2010 годы и для Курган-Тюбе за период 2008-2010 год.

При изучении результатов измерения температуры в некоторые месяцы по указанным точкам наблюдения обнаружено превышение значения ночного потепления над дневным похолоданием. Этот факт говорит о том, что при некоторых режимах погоды в приземном слое пылевая мгла приводит к потеплению, т.е. вносит вклад в потепление климата. Такой механизм может действовать следующим образом: при наличии пыльной мглы в приземном слое атмосферы, когда прозрачность атмосферы $P > 0.3$ и концентрация пылевых частиц менее 170 мкг/м^3 , из-за поглощения в ИК- области спектра [41-43] происходит нагрев пылевых частиц, а также поверхности Земли из-за доходящего до поверхности видимого излучения. В ночное время при отсутствии Солнца происходит обратная передача тепла поглощенного аэрозольными частицами и поверхностью почвы. Таким образом, происходит некоторый нагрев атмосферы приземного слоя атмосферы в ночное время.

Если суммарный вклад ночного потепления превышает суммарный вклад дневного похолодания, то пыльная мгла вносит вклад в развитие парникового эффекта, и наоборот, если суммарный вклад ночного потепления меньше суммарного вклада дневного похолодания, то пыльная мгла вносит вклад в антипарниковый эффект. При изучении температурных данных нами обнаружены оба варианта эффекта как в аридной (Термез, Байрамали, Репетек), так и в субаридной зонах (г. Душанбе, г. Курган-Тюбе).

На рис. 3.39а приведен характерный пример поведения средненочные и среднедневные температуры воздуха в течение месяца. Для всех выбранных точек наблюдения по измерениям температуры за месяц были определены средненочные и среднедневные значения температуры. Соответствующий способ обработки данных по тепловому эффекту пылевой бури для того же месяца приведен на рис. 3.40б. Огибающие линии для среднедневных значений температуры проведены по максимальным значениям дневных температур, в предположении об отсутствии пыльной мглы. Огибающие линии для средненочных значений температуры проведены по минимальным значениям ночных температур. Величина дневного похолодания определялась как разность среднедневных температур и огибающей линии, проведенной по максимальным значениям дневных температур (при отсутствии пыльной мглы). На рис. 3.40.в приведен аэрозольная оптическая толща (Душанбе, август 2010 г)

Величина ночного потепления определялась как разность средненочных температур и огибающей линии, проведенной по минимальным значениям ночных температур (в предположении отсутствия пыльной мглы). Суммарные значения этих разностей и определяют температурный эффект пыльной мглы в течение месяца.

Для выяснения закономерностей влияния пылевого аэрозоля на температурный режим приземного слоя нами были изучены данные по температуре воздуха, полученные на метеорологических станциях Душанбе, Термеза, Байрамали, Репетека за период 2005-2011 годы и для Курган-Тюбе за период 2008-2011 год. В табл.3.13, и табл.3.14, приведены итоговые результаты обработки данных по тепловому эффекту, усредненные по каждому месяцу наблюдений.

Можно утверждать, что величина теплового эффекта для каждой географической точки обладает некоторыми особенностями, хотя и отличается по амплитуде для того или иного года [271-275]. Тепловой эффект для всех точек наблюдения, усредненный за год, приведен на рис.3.40. Эти зависимости соответствуют качественно данным по частоте и продолжительности пылевых бурь. Как положительный (потепление), так и отрицательный (похолодание) эффекты пылевых бурь встречаются с равной вероятностью.

Анализ показывает, что ранее мощные пылевые бури, такие как 20 сентября 1989 г и 15 октября 1990 г, приводили к резкому понижению дневной температуры воздуха и некоторому повышению ночной температуры. В целом этот процесс однозначно приводил к резкому снижению температуры в приземном слое воздуха. В последующие годы пыльная мгла в атмосфере в зависимости от ее мощности приводила к разным последствиям для температурного режима приземного слоя атмосферы. Обнаруженный нами двойкий эффект пыльной мглы отвергает представление о том, что пыльная мгла всегда приводит к снижению температуры в приземном слое.

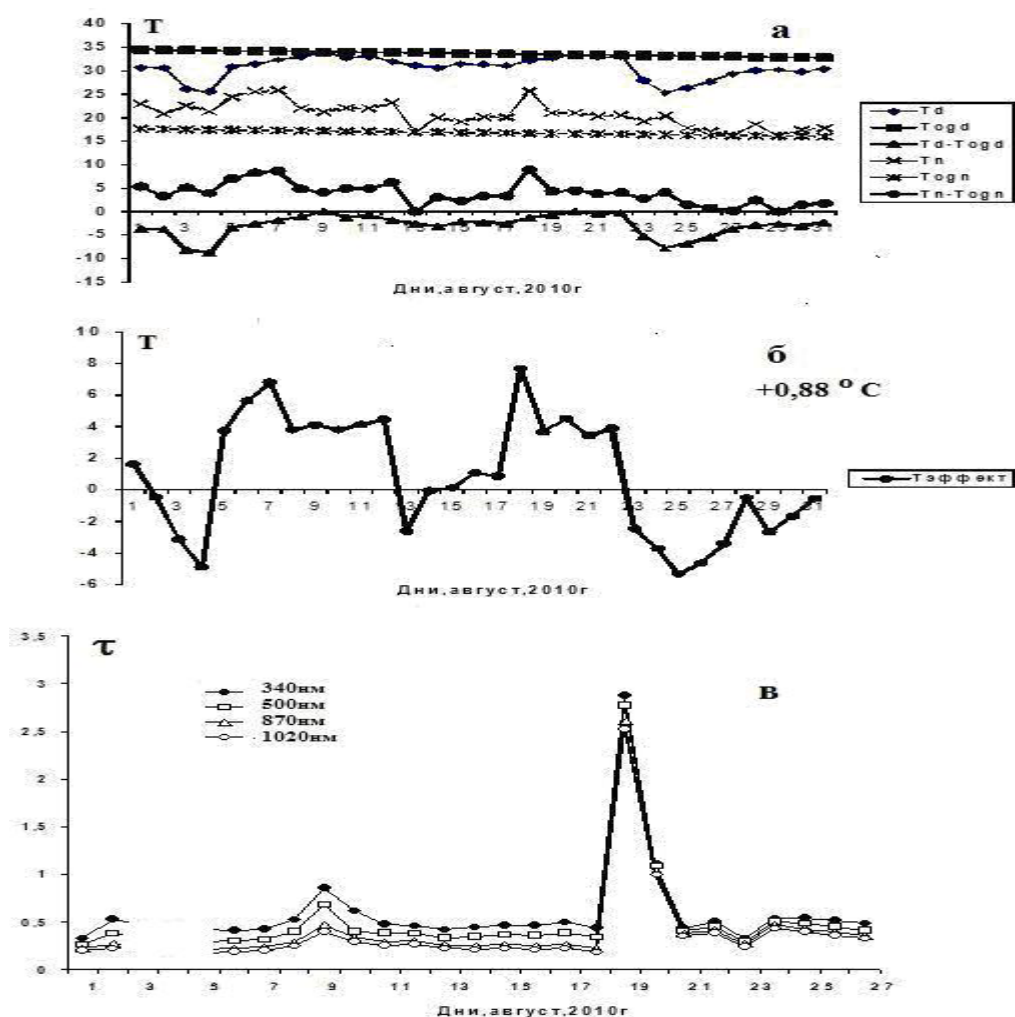


Рис.3.39.- а– температура воздуха, б – среднедневной температурный эффект, в – аэрозольная оптическая толща (Душанбе, август, 2010г).

Таблица 3.13.

Изменение среднедневного значения температурного эффекта ($^{\circ}\text{C}$) для г. Курган-Тюбе и г. Душанбе.

	месяцы	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
Курган-Тюбе	V				3.01	-0.36	3.47	-0.60
	VI				3.92	0.06	-2.25	-0.58
	VII				0.12	2.24	2.71	0.26
	VIII				4.43	0.32	1.07	0.01
	IX				0.68	0.33	1.71	-0.71
	X				0.71	-0.27	-0.86	
	XI				0.98	0.25	-5.95	
Душанбе	V	-2.1	-1.8	-1.23	-0.91	-0.84	-2.4	-2.75
	VI	-0.5	-0.54	-2.57	-0.19	-0.64	-1.91	-0.59
	VII	1.6	1.56	1.78	0.859	0.05	-2.05	-1.28
	VIII	1.1	1.05	0.54	0.238	-0.06	0.88	-0.36
	IX	1.2	0.51	-0.84	0.836	-0.95	-1.72	0.17
	X	-1.2	1.266	-1.04	3.4	-1.15	-0.73	
	XI	-2.6	-0.278	-0.95	-1.92	0.892	-1.42	

Сопоставляя установленный тепловой эффект запыленности атмосферы в городах, расположенных в очень узкой области юго-восточной части Центральной Азии, обнаружили интересную закономерность. Если для Душанбе, Термеза, Байрамали и Репетека положительный тепловой эффект наблюдался в 45% от общего числа месяцев, в которые проводилось наблюдение, то в Курган-Тюбе за последние 2 года положительный эффект наблюдался в 85% от числа месяцев. Среднемесячная величина теплового эффекта, характеризующая среднее изменение температуры, связанное с запыленностью воздуха, составляет: Душанбе (-0.15°C), Термез (-0.23°C), Байрамали (-0.35°C), Репетек (-0.0065°C), Курган-Тюбе ($+0.35^{\circ}\text{C}$).

Таблица 3.14.

Изменение среднедневного значения температурного эффекта (°C) для Байрамали,
Репетек, Термез.

Байрамали	месяцы	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
	V	0.6	-1.35	-0.26	-1.81	-1.55	-1.45	-1.00
	VI	-2.7	0.44	-1.21	-1.65	1.06	-1.07	0.82
	VII	-0.9	2.33	-0.38	0.16	1.3	2.8	0.24
	VIII	-1.6	0.53	-0.11	-0.33	0.38	-3.4	1.20
	IX	1	2.061	-0.15	-0.14	0.11	1.15	0.03
	X	2.4	-0.07	-1.54	-3.36	0.76	4.65	
	XI	-1.7	-0.62	-2.54	-2.2	0.59	-4.66	
Термез	V	0.7	-0.36	0.76	-0.33	-0.73	2.11	0.96
	VI	-0.4	-1.49	-0.08	-1.87	0.02	1.8	-0.65
	VII	0.9	1.65	0.62	0.6	-0.02	-1.27	-1.07
	VIII	1	1.13	-0.39	0.01	0.05	-1.12	-0.55
	IX	-0.8	-1.67	-0.07	-1.83	-0.35	2.28	-0.34
	X	-1	-0.85	-1.62	-1.09	-1.45	0	
	XI	-1.3	0.98	-0.68	0.42	1.46	-1.73	
Репетек	V	2	0.07	4.02	1.84	-1.97	-1.87	-0.74
	VI	1.2	-1.05	1.01	-0.52	1.14	1.66	0.09
	VII	0.6	1.32	-1	-0.44	0.48	-0.59	0.52
	VIII	-0.2	0.43	-1.07	-0.84	0.01	-0.16	0.39
	IX	1	1.29	-1.62	-1.01	0.44	-0.91	-0.45
	X	0.3	-0.13	0.68	-3.99	-2.26	-0.62	
	XI	-3.1	-0.47	0.78	-0.15	0.89	-4.75	

Подтверждением является проведенный нами анализ температурных данных для летне-осеннего периода в перечисленных географических точках, представленный на рис. 3.40 [271-275].

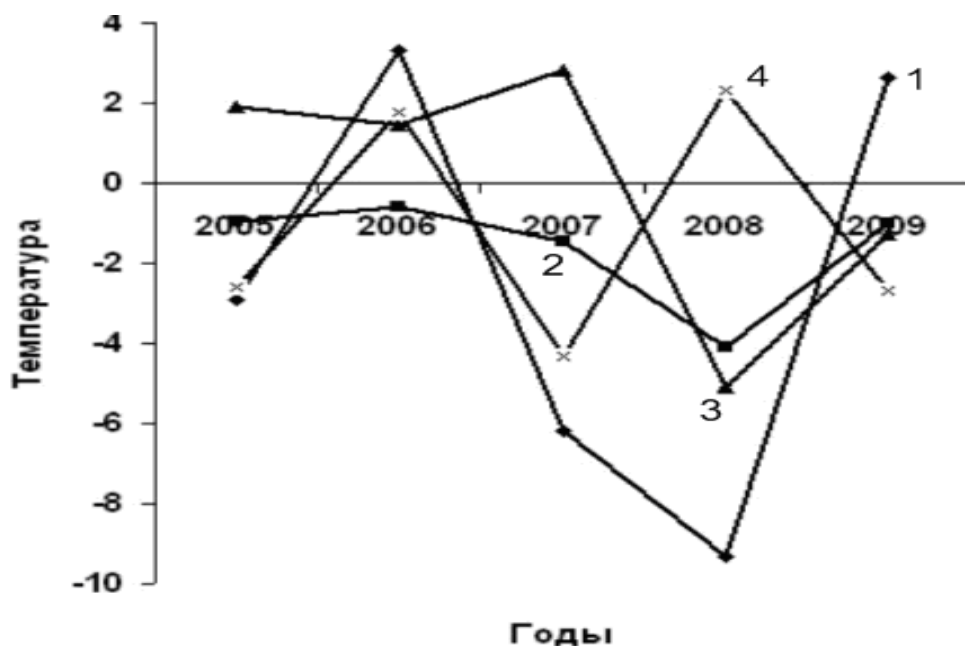


Рис.3.40. Изменение величины среднесезонного температурного эффекта для точек: 1- Байрамали, 2- Термез, 3- Репетек, 4- Душанбе.

Для выяснения причин различия величины теплового эффекта запыленности воздуха анализировались географические и физические особенности точек наблюдения. Репетек ($38^{\circ}34' \text{с.ш.}, 63^{\circ}11' \text{в.д.}$, высота 185 м над ур. моря), Байрамали ($37^{\circ}36' \text{с.ш.}, 62^{\circ}11' \text{в.д.}$, высота 241 м над ур. моря) и Термез ($37^{\circ}14' \text{с.ш.}, 67^{\circ}16' \text{в.д.}$, высота 302 м над ур. моря) находятся в аридной зоне на открытой местности. Изменения климата легко передается по местности при масштабных изменениях давления и температуры воздуха. Душанбе ($38^{\circ}33' \text{с.ш.}, 68^{\circ}47' \text{в.д.}$, высота 821 м над ур. моря) и Курган-Тюбе ($37^{\circ}50' \text{с.ш.}, 68^{\circ}47' \text{в.д.}$, высота 430 м над ур. моря) находятся в более гористой местности, причем движению ветра препятствуют горы, окружающие долины, где расположены эти города. Такое положение приводит к более статичной ситуации, когда поднявшаяся в воздух пыль долгое время не оседает и при этом стабилизирует состояние запыленности. Стабилизация происходит за счет усиления инверсионных слоев, которые сдерживают распространение пыли по вертикали и приводят к равномерному ее перемешиванию. Образование диффузионных слоев с различной концентрацией пыли было зафиксировано в 1989г году путем самолетных измерений над Душанбе и Курган-Тюбе [244] (рис.3.16-3.17). В этих экспериментах измерялось высотное изменение температуры (T) и коэффициента рассеяния света σ , пропорционального

концентрации аэрозоля. По изменению коэффициента рассеяния с высотой можно судить о наличии нескольких диффузионных слоев с различным перепадом концентрации аэрозоля над различными точками города (a,b,c). Резкие изменения концентрации аэрозоля соответствуют перепадам температуры этих слоев.

Во время пыльной бури в приземном слое атмосферы общее содержание аэрозоля возрастает более чем на порядок. На рис.3.16 представлены типичные профили коэффициента рассеяния, полученные в Душанбе и Курган-Тюбе (рис.3.17) [244]. Выше слоя инверсии коэффициент рассеяния примерно в 10 раз меньше, чем под инверсионным слоем, рассеяния (семейство кривых 2 на рис.3.16). В этом слое абсолютные значения возрастают по сравнению с чистой атмосферой в среднем на порядок (в зависимости от мощности пылевого выноса).

Температурная инверсия (температура над инверсионным слоем выше на 1 - 1.5 °C) на высоте 3400 м (для г. Душанбе) становится более ярко выраженной и оказывает запирающее действие на распространение аэрозоля вверх. Над слоем инверсии коэффициенты рассеяния лишь в 3 раза превышают значения для чистой атмосферы. Высота уровня температурной инверсии для Курган-Тюбе повышается более существенно, чем в Душанбе, причем перемешивание по высоте оказывается более равномерным в случае чистой атмосферы. Кроме того, более высокая концентрация аэрозоля над инверсионным слоем в чистой атмосфере не опускается до близких к нулю значений, как в г. Душанбе.

Во время пыльных бурь развитый турбулентный режим обеспечивает ниже уровня температурной инверсии хорошее перемешивание аэрозоля в горизонтальном направлении. На высоте $H=1400$ м, значительно ниже инверсионного слоя, коэффициенты рассеяния практически постоянны [244]. Образование диффузионных слоёв характерно для пылевой дымки, часто наблюдаемой в условиях аридной зоны Центральной Азии. Медленно распространяющийся пылевой слой содержит мелкодисперсные частицы, удерживаемые в воздушном потоке силами вязкого трения. Пылевая дымка оказывает сильное влияние на климат местности, определяя величину и знак температурного эффекта пылевых бурь.

Таким образом, для выяснения закономерностей влияния пыльной мглы на температурный режим приземного слоя изучены данные по измерению

температуры, полученные на метеорологических станциях Душанбе, Термеза, Байрамали, Репетека и Курган-Тюбе. Установлено, что ранее мощные пылевые бури приводили к резкому понижению дневной температуры воздуха и некоторому повышению ночной температуры. В целом происходило снижение температуры в приземном слое воздуха. После 90-х годов чаще наблюдается пыльная мгла длительностью от 3 до 8 дней с пульсирующим изменением горизонтальной дальности видимости, которая в зависимости от ее мощности приводила к разным последствиям для температурного режима приземного слоя атмосферы. Следующая глава посвящена исследования проб пылевого аэрозоля и образцов почв различными методами спектроскопии.

3.6. Элементный и химический состав атмосферного аэрозоля

Как известно, очаги крупномасштабного пылевого выноса характеризуются почвами, характерными для песчаных и каменистых равнин [78,248-255]. В рамках смешанной (эоловой плюс эрозионной) модели происхождения пылевых частиц элементный состав пыли должен соответствовать составу почв в районе наблюдения. Идентификация элементного состава проб воздуха и почвы может стать источником информации о генезисе почвенно - эрозионного аэрозоля. Как и ранее, анализу подлежали пробы аэрозоля после “афганца” 20 сентября 1989 г., отобранные на высоте 2 и 0.2 м в пос. Шаартуз [79].

Из анализа следует, что элементный состав проб на разных уровнях в основном аналогичен, содержание элементов отличается не более чем на 50 %. Идентифицированные элементы составляют по массе примерно 50 % общей массы, остальные находятся в виде окислов, воды, углеродных соединений и т.д.

Около 40 % общей массы пробы составляют три элемента: кремний, кальций и алюминий. Во всех пробах преобладает кремний, в виде альфа - кварца. В “приземных” пробах по сравнению с “высотными” значительно ниже содержание меди, свинца, цинка (последнего в 10 раз).

Этот результат подтверждается данными рентгеноструктурного анализа [79] показавшими, что содержание кальция, находящего в пробах в виде кальцита и аккерманита, сравнительно велико. Морфологический анализ выявляет кальцитные структуры типа ракушечника.

Обращает на себя внимание повышенное содержание Al-элемента, обычно характерного именно для почвы, что позволяет предположить наличие в данном районе его антропогенных выбросов. При проведении факторного анализа химических данных, полученных в Эсанбае, удалось выделить фактор, связанный с “непочвенными” выбросами Al с Алюминиевого завода г. Турсун-заде.

В целом, можно говорить о том, что аэрозоли, отобранные над поверхностью пустыни, являются продуктами поверхностного выветривания. Этот вывод подтверждается результатами определения элементного состава отдельных частиц с помощью электронного зонда на микроанализаторе “Camebax” [85]. По частоте появления в составе отдельных частиц элементы располагаются в следующей последовательности: Si, Al, Ca, K, Fe, S, Cl, Ti, Mn, Zn. Последние два элемента встречаются лишь в одной частице из десяти. Кроме того, иногда присутствуют Mg и P. Элементы встречаются в определенных сочетаниях, среди которых укажем: Mg, Al, So, K, Ca, Fe; Si, S, Ca; Al, Si, K, Ca. Эти сочетания отражают присутствие определенных минеральных фаз в составе отдельных частиц.

Распространение загрязнений от ядерных испытаний, объявленных подземными, может быть объяснено как большим выходом на поверхность радиоактивных изотопов ксенона и криптона, имеющих максимальный выход в реакции деления большого количества радиоактивного вещества, так плохой герметичностью используемых устройств.

Как известно, северная и центральная части Таджикистана разделены горной системой состоящей из Гиссарского, Зарафшанского и Туркестанского хребтов. Благодаря довольно большим высотам (вершины достигают 5 и более километров) эти горы имеют значительную площадь снеговой и ледниковой поверхности. Этот высотный и температурный барьер создает препятствие для перемещения воздушных масс как от Северного ледовитого океана, так и от Южного муссона Индийского океана, создавая в межгорных областях уникальные климатические условия. Так, например, горы Гиссарского хребта практически полностью преграждают путь на север мощным пылевым бурям, формирующимся в регионе и известным под названием «Афганец».

В составе песка и пыли, собранных в аридной зоне Таджикистана в период советско-американского эксперимента по изучению аридного аэрозоля, были

обнаружены следы техногенных радиоактивных изотопов[79]. Полученный результат стал основой для дальнейшего исследования элементного состава пыльной мглы, распространяющейся с юга до центральной части страны. Исследовались образцы почвы, собранные путем естественного осаждения по пути распространения пыльной мглы и пробы пылевого аэрозоля.

Методика отбора проб и аппаратура описана в § 2.11. Результаты измерения концентрации изотопов для некоторых проб представлены в табл. 3.15. Во всех распределениях для проб пыльной мглы отмечается повышенное содержание изотопов по сравнению с пробами почвы районов, расположенных по пути распространения пыльной мглы, в некоторых случаях в десять раз. Это превышение означает, что пыльная мгла обогащена радиоактивными изотопами из сопредельных государств (Китай, Пакистан, Афганистан, Индия). Опасность ситуации в таком случае заключается в том, что радиоактивные изотопы через сочную траву предгорий могут попасть в организм человека. Следовательно необходимо провести исследование распределения радона и установить соответствующую службу в местах проживания людей в горных и предгорных районах. На рис 3.41(а,б,в), представлены распределение Cs-137, Th-234 и Ra-228 для некоторых проб. На рис 3.41а, представлено обнаруженное распределение Cs-137 (6-12 Бк/кг) для проб (34, 36, 38, 42, эталон), в остальных пробах Cs-137 не обнаружен. Необходимо отметить, что только в двух пробах №43 и 44 обнаружен изотоп Be-7 концентрацией 3056 Бк/кг и 3645 Бк/кг, соответственно, в пробе №12 обнаружен изотоп Ra-226 (77.333 Бк/кг) и в пробе №22 обнаружен изотоп Th-234 (32.890 Бк/кг).

Рассчитаны коэффициенты корреляции K-40 к другим изотопам: $r = 0.55, 0.91, 0.79, 0.68, 0.80$ для Tl-208, Bi-214, Pb-214, Ac-228 и Pb-210 соответственно. Причем концентрация K-40 превышает средний уровень содержания изотопов там, где отмечается повышение уровня содержания урана и тория. Этот факт может свидетельствовать о том, что за повышение концентраций урана и калия ответственны одни и те же геохимические процессы.

Анализ распределения концентраций техногенного изотопа K-40 показывает, что его содержание в исследованных образцах колеблется от нескольких Беккерель

на килограмм, для проб почв и до тысячи и более Беккерель на килограмм для проб пыльной мглы.

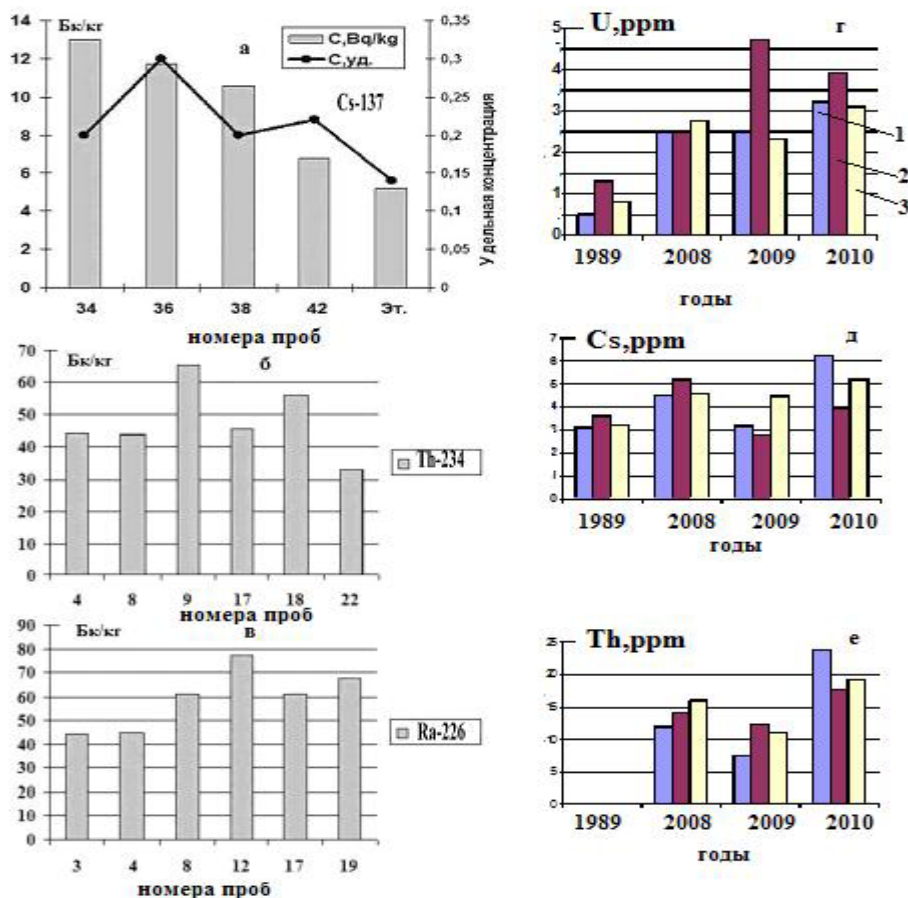


Рис.3.41. Распределение: а)-Cs-137; б).Th-234; и в) -Ra-226 для некоторых проб; г,д,е - динамика изменения содержания урана, цезия и тория (млн^{-1}) в 1- п. Айвадже; 2 –р. Шаартузе; 3- г. Душанбе.

Проведен анализ описанных проб, собранных в районах расположенных по пути распространения пыльной мглы, на микроэлементный состав методом рентгено-флуоресцентного анализа и на наличие радионуклидов методом альфа-, бета- и гамма- спектрометрии. Очаги крупномасштабного пылевого выноса характеризуются почвами, характерными для песчаных и каменистых равнин в рамках смешанной (эоловой плюс эрозионной) модели происхождения пылевых частиц, элементный состав пыли должен соответствовать составу почв в районе наблюдения. Идентификация элементного состава проб воздуха и почвы могут служить источником информации о генезисе почвенно-эрозионного аэрозоля.

Таблица 3.15.

Содержание изотопов в составе почвы и пыльной мглы (Беккерель/кг)

п/п	Pb-214	Bi-214	Ac-228	Pb-212	Tl-208	K-40	Pb-210
1	23.723	18.189	31.372	29.828	28.062	695.916	
2	28.157	33.82	43.746	25.3	33.453	775.516	
3	23.772	17.774	44.432	27.575	18.214	917.152	15.34
4	36.41	34.156	62.427	33.676	38.729	594.298	
5	28.738	21.305	29.805	27.82	29.875	490.593	
6	30.067	29.84	41.364	40.453	48.357	815.315	
7	35.326	30.234	48.345	46.927	50.345	1027.04	
8	38.527	31.304	59.938	53.944	55.88	1040.84	
9	36.097	38.538	52.145	52.193	55.92	962.216	227.975
10	23.646	18.488	24.193	22.024	13.635	650.412	99.301
11	26.889	25.707	43.08	28.971	24.446	658.948	43.08
12	42.336	42.336	66.803	47.51	71.953	904.699	66.803
13	32.469	32.469	69.093	51.098	41.077	1160.62	69.093
14	95.297	97.911	90.546	105.342	58.669	1508.79	1050.99
15	76.448	167	83.567	59.199	56.524	2104.63	
16	25.012	17.423	65.705	28.42	29.404	737.83	88.842
17	33.5	27.697	61.221	37.578	40.814	810.482	63.924
18	29.476	24.375	55.564	46.412	46.412	733.317	
18a	27.277	20.909	46.616	25.132	25.132	777.549	
19	38.232	26.532	32.287	25.505	25.505	625.109	
20	33.386	34.865	44.177	40.643	40.643	946.565	
21	43.399	37.699	81.879	55.147	55.147	996.557	
22	37.569	21.633	14.463	37.866	37.866	718.43	67.414

При исследовании элементного состава определены следующие элементы: As, Au, Ba, Ca, Ce, Co, Cr, Eu, Fe, Hf, La, Lu, Mn, Rb, Sb, Sc, Sm, Tb, Th, U, Yb, Zn. В табл.3.16. приведены определенные методом рентгеноструктурного анализа концентрации этих элементов в песке и в пробах аэрозолей. Как видно содержания кальция, находящегося в пробах в виде кальцита и аккерманита, сравнительно

велико. По ряду элементов обнаруживаются значительные различия в их содержании по сравнению с имеющимися данными для аналогичных районов. Так, по сравнению с пробами аридного аэрозоля в Репетеке [254] и в Нигерии [255] в исследуемых пробах содержание меди и свинца примерно в 10 раз, содержание цинка в 100 раз меньше, чем в пробах [251,255].

В работе [79] приведены усредненные данные об относительном содержании нерастворимых и растворимых элементов в пробах, взятых в “чистых” и “пылевых” условиях на высоте 500 и 6000м соответственно. Как видно из представленных данных по элементам, которые по общей массовой концентрации для этих высот отличаются более чем на порядок, наблюдаются следующие характерные тенденции: по сравнению с “чистыми” условиями во время пылевых эпизодов в пробах, взятых на разных высотах, заметно возрастает относительное содержание железа и магния, в то время как относительное содержание кремния соответственно снижается в несколько раз. Этот результат является весьма неожиданным и требует дальнейшего исследования, тем более, что сопоставление результатов химического анализа с данными по химическому составу почвенной пыли и земной коры, приведенными Л. С. Ивлевым в [12], находятся в хорошем согласии с обсуждаемыми данными для “чистых” условий. При анализе ионного состава наиболее ярко проявляется рост относительного содержания NO_3^- на всех высотах во время пылевых эпизодов (общая массовая концентрация возрастает практически так же, как и в случае нерастворимых веществ) [79].

Отмеченные выше факты не могут быть объяснены наличием каких-либо погрешностей или влиянием отдельных экстремальных проб при определении всего массива, так как от случая к случаю химический состав аэрозоля в “чистых” условиях относительно устойчив (позволяет оценить диапазон разброса значений для проб, взятых в разные дни) [79].

Таблица 3.16.

Содержание элементов в составе почв и пыли (млн^{-1}) ($C_{\text{п}}$, $C_{\text{д}}$, $C_{\text{ш}}$ - концентрации элемента в пробах пыли, почв Душанбе и Шаартуза, соответственно).

Элемент	Душанбе	Шаартуз	пыль	СП/Сд	СП/Сш
K, %	2.1998	2.377	1.9761	0.89831	0.83134
Ca, %	4.1879	7.4023	12.9401	3.08988	1.74812
Sc	0.1006	0.082	0.2401	2.38668	2.92805
Ti	0.6914	0.5636	0.4371	0.6322	0.77555
V	0.0374	0.0308	0.0131	0.35027	0.42532
Cr	0.0213	0.0258	0.0249	1.16901	0.96512
Mn	0.1204	0.0938	0.0897	0.74502	0.95629
Fe, %	7.525	8.5532	5.7038	0.75798	0.66686
Co	0.1063	0.1316	0.0841	0.79116	0.63906
Ni	0.0051	0.0011	0.0027	0.52941	2.45455
Cu	0.0051	0.0044	0.0084	1.64706	1.90909
Zn	0.0152	0.017	0.0492	3.23684	2.89412
Ga	0.0027	0.0031	0.0023	0.85185	0.74194
Ge	0.0011	0.0005	0.0008	0.72727	1.6
As	0.0032	0.0019	0.0003	0.09375	0.15789
Se	0.0005	0.0004	0.0003	0.6	0.75
Br	0.0015	0.0011	0.0012	0.8	1.09091
Rb	0.024	0.0268	0.0172	0.71667	0.64179
Sr	0.0333	0.0343	0.0629	1.88889	1.83382
Y	0.0072	0.0061	0.0053	0.73611	0.86885
Zr	0.0525	0.0341	0.0376	0.71619	1.10264
Nb	0.004	0.0038	0.003	0.75	0.78947
Mo	0.0026	0.0023	0.0018	0.69231	0.78261
корреляция	0.77434	0.89309			

Полученные результаты химического анализа, показывают, что в окрестностях Душанбе и прилегающих к ним районах химический состав аэрозольных частиц близок к составу почвенного аэрозоля [256-257].

Значительный рост массовой концентрации аэрозоля во время пылевых эпизодов сопровождается увеличением относительного содержания Fe, Ca и K.

3.6.1. Динамика распределения тяжелых металлов и радиоактивных изотопов в образцах почвы и пылевого аэрозоля юго-центральной части Таджикистана

В настоящем параграфе рассмотрено распределение тяжёлых металлов, наиболее опасных загрязнителей почвы. В пробах пылевого аэрозоля обнаружено увеличение содержания Ca, Zn, и Sr по сравнению с почвой зон распространения пылевой мглы. В почве зоны распространения пылевой мглы в 2008-2010 гг. концентрация элементов была понижена для Cr, Rb, Eu, Cs, Co и повышена для Mn, Ba, Ce, La, Yb и Th; содержание элементов имело максимум в 2009 году. Изучена динамика изменения содержания изотопов в составе проб пылевой мглы, собранных в 2007-2010 гг. Распределение изотопов в почве Таджикистана с юга на север имеет неравномерный характер с максимумом в г.Душанбе

В условиях развития промышленности, энергетики и транспорта, интенсивной разработки полезных ископаемых и активной химизации сельского хозяйства происходит резкий рост уровня загрязнения природной среды – атмосферы, воды, почвы и растений. Среди наиболее опасных загрязнителей все чаще называют тяжелые металлы. Их миграция и распределение в компонентах экосистем зависит от целого комплекса природных факторов, а также от интенсивности и характера техногенеза [347].

Предотвращение техногенного внесения тяжелых металлов в окружающую среду – это серьезная научная проблема. В литературе широко обсуждаются вопросы экологического нормирования содержания тяжелых металлов в различных компонентах экосистем и, прежде всего, в воде, воздухе, почве и растениях [347-358].

Еще одной техногенной проблемой является распространение загрязнений от мест объявленных подземных ядерных испытаний, что связано как с большим выходом на поверхность радиоактивных изотопов ксенона и криптона, имеющих

максимальный выход в реакции деления радиоактивного вещества, так и с плохой герметичностью используемых устройств.

В переносе тяжелых металлов и радиоактивных загрязнений большую роль играют атмосферные процессы, в частности, пылевые бури и пылевая мгла, переносящие твердые частицы на большие расстояния от места пылевого выброса.

Северная и центральная части Таджикистана разделены горной системой, состоящей из Гиссарского, Зарафшанского и Туркестанского хребтов. Благодаря довольно большим высотам (вершины достигают 5 и более километров) эти горы имеют значительную площадь снеговой и ледниковой поверхности. Этот высотный и температурный барьер создает препятствие для перемещения воздушных масс, как от Северного ледовитого океана, так и от Южного муссона Индийского океана. Так, горы Гиссарского хребта практически полностью преграждают путь на север мощным пылевым бурям, формирующимся в регионе и известным под названием «Афганец».

Изучение динамики изменений концентрации некоторых тяжелых металлов и радиоактивных изотопов в пробах почвы и пылевого аэрозоля на юге Таджикистана проводилось с помощью применения определенных методик сбора проб и экспериментальных установок, которые приведены в [256,257,404,411].

Миграция элементов в почве и пылевом аэрозоле. Элементный анализ проб почв, собранных по пути распространения пылевой мглы (As, Au, Ba, Ca, Ce, Co, Cr, Cs, Eu, Fe, Hf, La, Lu, Mn, Na, Rb, Sb, Sc, Sm, Tb, Th, U, Yb, Zn) свидетельствует о высокой положительной корреляции содержания Th (0,72), Sm (0,58), Hf (0,42), Tb и Na (0,33) и средних коэффициентах корреляции содержания La (0,21), Rb (0,20), Ba (0,15), Cs и Eu (0,13) относительно содержания урана. Остальные элементы ряда имеют отрицательную корреляцию относительно урана. В пробах пылевого аэрозоля обнаружено более высокое содержание Ca (в 3 раза), Zn (3,3), Sr (1,9) по сравнению с почвой зоны распространения пылевой мглы. Карта точек сбора проб представлена на рис.3.42.

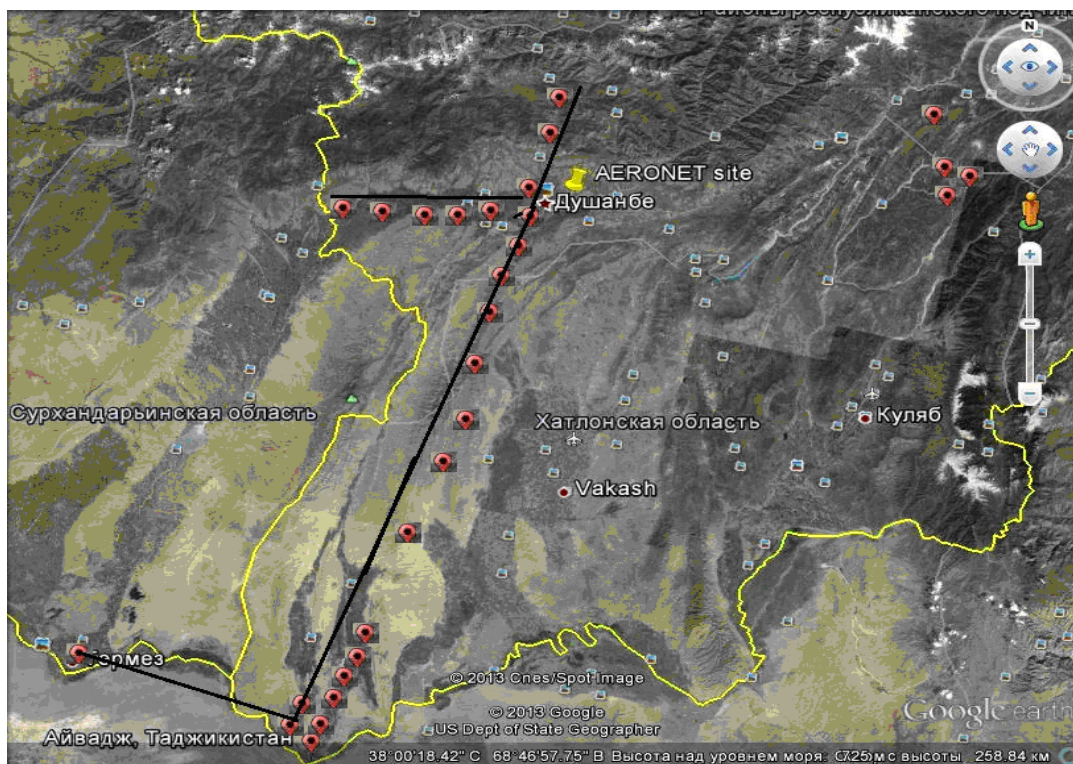


Рис.3.42. Карта мест сбора проб почв и частиц пылевого аэрозоля.

На рис.3.43а и 3.43б приведен пример динамики изменения содержания некоторых элементов в почве юга Таджикистана в период 2008-2010 гг. В почве зон распространения пылевой мглы с 2008 по 2010 г обнаружено падение концентрации элементов Cr, Rb, Eu, Cs, Co и рост концентрации элементов Mn, Ba, Ce, La, Yb и Th. Максимальное содержание остальных элементов обнаружен в 2009 году.

На рис.3.44а-3.44в приведено распределение содержания некоторых тяжелых металлов на расстоянии до 300 км от источника пылевого выброса. Содержание элементов U, Th, Fe, As, Cs, Co, Tb, Eu, Sb, Ba, Mn, Yb, Hf, Sc, Sm, Ce, Cr, La, и Rb возрастает к северу от места образования пылевого выброса. Эта зависимость может быть аппроксимирована бимодальной функцией. Содержание Na и Ca в этом направлении убывает. Коэффициенты детерминации и корреляции этих распределений свидетельствуют о высокой степени корреляции данного распределения.

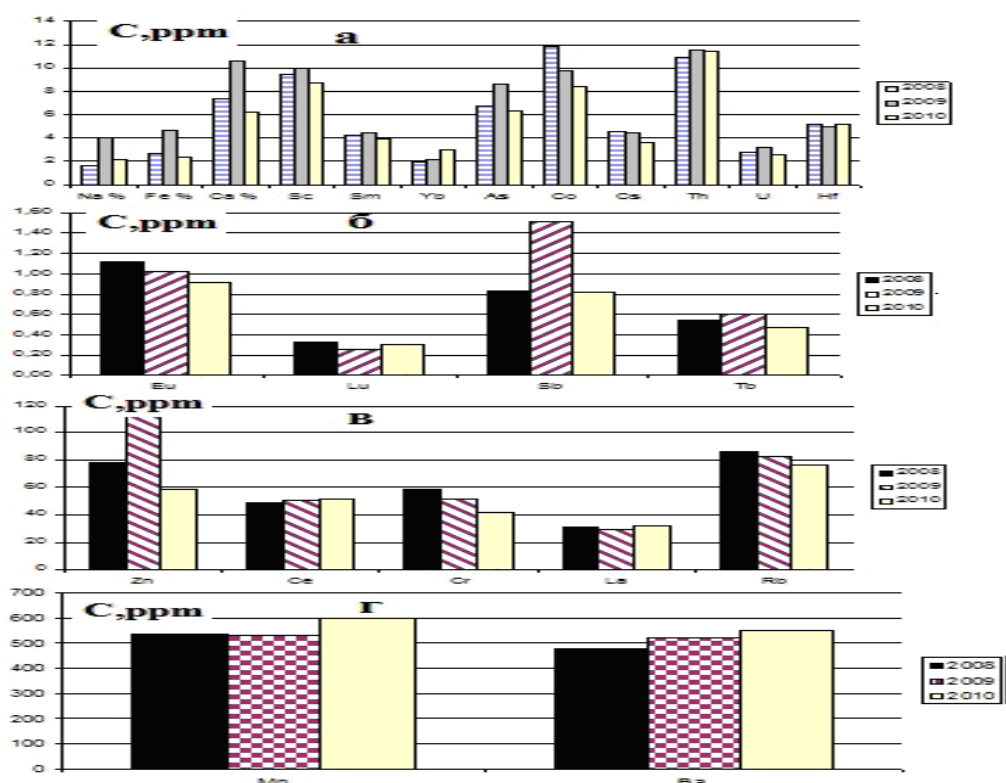


Рис.3.43. Динамика изменения содержания элементов в 2008-2010 гг.

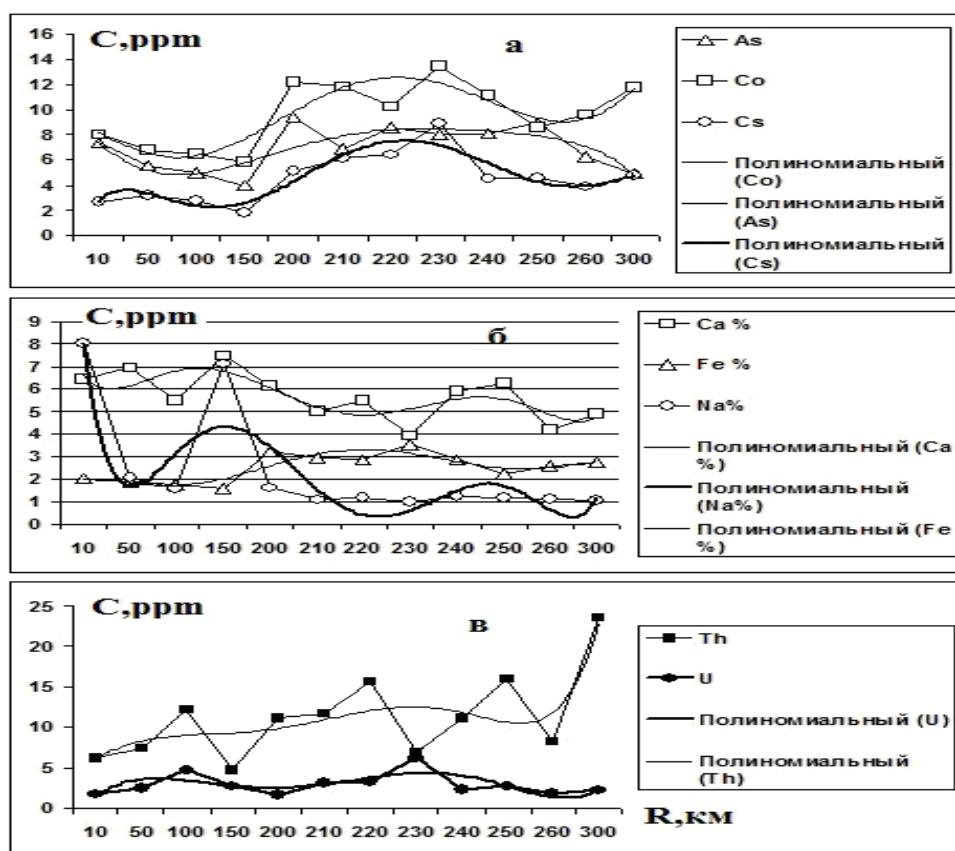


Рис.3.44. Содержание тяжелых металлов в почве Таджикистана с юга на север, полученное методом рентгено-флуоресцентного анализа.

Сравнительный анализ отклонения содержания некоторых элементов в пробах аэрозоля и почвы пустыни Айвадж (рис.3.46а), а также в пробах почвы субаридной зоны (Гиссарский район) и пустыни Айвадж (рис.3.46б), показал следующее:

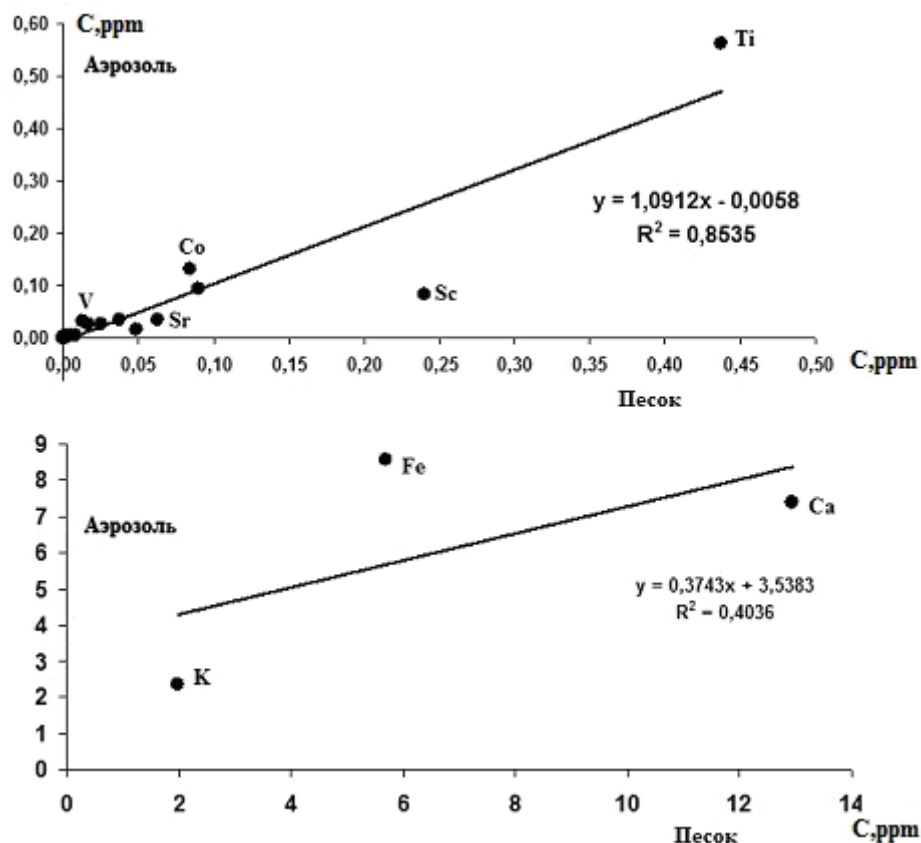


Рис.3.45.Содержание тяжелых металлов в песке и в пылевом аэрозоле.

На рис.3.45а, 3.45б приведено содержание некоторых химических элементов в песке и в пылевом аэрозоле. Коэффициент корреляции очень велик $r = 0,92$, состав частиц пыли и песка по этим элементам очень близок. Аэрозольные частицы обогащены теми элементами, которые лежат выше прямой линии на графике (Ti, Co, V, Fe), а концентрация элементов, находящихся ниже прямой (Sc, Sr, Ca, K), выше в песке. В аэрозольных частицах обнаружено повышенное содержание Sc (в 2,93 раза), Zn (2,89), Ni (2,45), Ce (1,9), Sr (1,84) и Ca (1,74), что, возможно, связано с антропогенными факторами. Пустынное происхождение пылевого аэрозоля подтверждается тем, что для проб почвы, взятых в пустыне, коэффициент корреляции высок (0,89). Такой вывод подтверждается результатами, полученными методом ИК - спектроскопии [398,400,403].

По сравнению с почвой Душанбе существенное отличие отмечается по содержанию Ca (в 3,1 раза), а остальные элементы имеют такое же соотношение как и в случае с песком из пустыни Шаартуз.

В аридной зоне (пустыня П. Айвадж) юга Таджикистана обнаружены более высокие концентрации Sb (в 4.5 раза), Ba (3.3), Hf (1.55), Cs (1.35), Au, U, As, Yb (1.3) и Mn (1.2), чем в субаридной зоне, близкие значения концентрации Ce, Rb, La, Zn, Cr, Co, Eu, Sc, Tb, Th и более низкие концентрации Na (0.53), Ca (0.70). Такой факт свидетельствует о существенном различии состава почв в этих районах. Это отличие иллюстрирует рис.3.46. Для прямой на рис.3.46а коэффициент корреляции составляет $r=0.91$, содержание элементов, расположенных выше прямой больше в пустынной почве (Sc, Co, As, Hf, Cs, U, Yb, Sb), элементов, расположенных ниже прямой (Th, Ca, Na, Sm, Fe, Eu, Tb) больше в субаридной зоне. Для прямой на рис.3.46б коэффициент корреляции составляет $r=0.99$, то есть концентрации Ce, Rb, La, Zn, Cr в составе обоих видов почв одинаково.

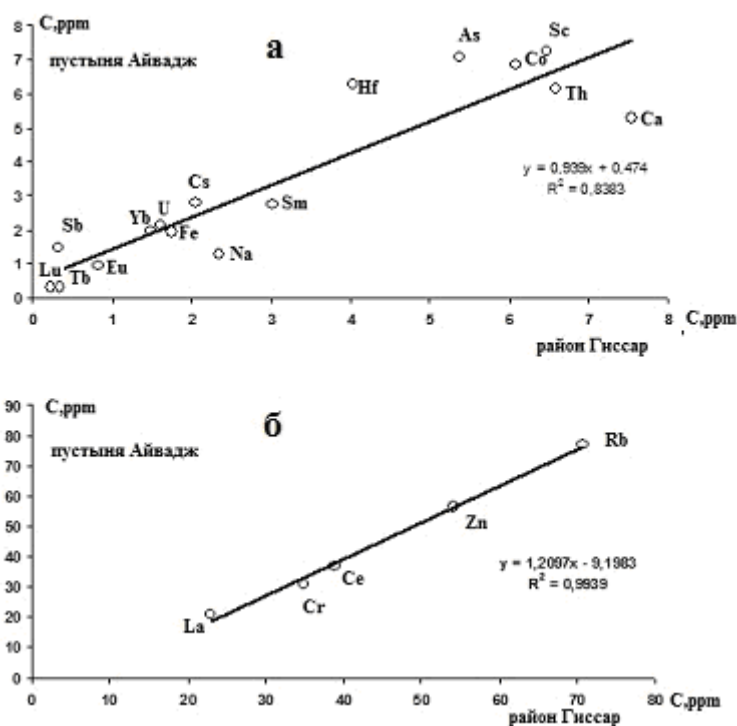


Рис.3.46. Содержание тяжелых металлов в почве пустыни Айвадж.

В табл.3.17. представлены статистические характеристики некоторых элементов в почве юга Таджикистана ($\langle C \rangle$ - среднее содержание элемента в почве (ppm); r - коэффициент корреляции относительно U; σ - среднее квадратичное отклонение; V - коэффициент вариации элемента в почве; ε - относительное отклонение). Как видно из таблицы, обнаружен высокий коэффициент корреляции для Sm, Th, Cs, Ba, Au и As относительно U. Коэффициент вариации и относительные отклонения для элементов Zn, Na, Au, Th, Ba, U, As, Ca, и Sb высокие, а для Sc, Eu, Hf, Sm, Rb, Ce, и Co - низкие.

Таблица 3.17.

Среднее, максимальное и минимальное содержание элементов в пробах почв (r - коэффициент корреляции относительно урана; σ - среднеквадратическое отклонение; V - вариация данных, K - кларк).

	$\langle C \rangle$	$C_{\max}$	$C_{\min}$	r	σ	V	Кларк(K)	$\langle C \rangle / K$	$C_{\max} / K$
Au	0,013	0,047	0,002	0,286	0,0096	0,74	3,46	0,00	0,01
Ba	529	1510	100	0,25	288	0,54	425	1,24	3,55
Ca %	6,45	14,6	0,63	-0,02	3,05	0,47	3,38	1,91	4,32
Ce	50,3	108,7	10,9	0,175	15,1	0,25	60	0,84	1,81
Cr	48,7	74,5	25	0,09	13,2	0,27	100	0,49	0,75
Eu	1	1,39	0,62	0,177	0,25	0,26	0,77	1,30	1,81
Fe %	2,27	3,83	0,28	0,006	0,79	0,35	1,56	1,46	2,46
Lu	0,29	0,54	0,1	-0,05	0,13	0,46	1,52	0,19	0,36
Mn	556	993	350	-0,1	150	0,27	950	0,59	1,05
Na %	2,09	8,05	0,16	-0,17	1,67	0,8	3,78	0,55	2,13
Rb	81	120	5	0,186	26	0,32	90	0,90	1,33
Sb	1,22	2,58	0,1	0,204	0,75	0,61	2,03	0,60	1,27
Sc	9,5	14	5,5	0,152	1,9	0,2	22	0,43	0,64
Tb	0,55	1,08	0,26	0,304	0,18	0,33	1,5	0,37	0,72
U	3	7,4	1,2		1,4	0,48	2,04	1,47	3,63
Yb	2,1	4,5	1	0,059	0,6	0,27	1,67	1,26	2,69
As	7,6	21	2,6	0,234	3,3	0,43	2,42	3,14	8,68
Cs	4,1	8,9	1,5	0,324	1,6	0,38	1,79	2,29	4,97
Hf	5	8,1	2,5	0,155	1,4	0,27	1,13	4,42	7,17
Sm	4,2	6,2	2,3	0,537	1	0,23	0,93	4,52	6,67
Th	11,4	38	4,2	0,365	6,2	0,54	2,97	3,84	12,79
Zn	90	546	34	0,188	94	1	5,69	15,82	95,96
La	29,9	88,2	14,6	0,179	11,9	0,39	2,46	12,15	35,85
Co	9,5	13,8	5,6	0,128	2,4	0,25	0,86	11,05	16,05

Миграция радиоактивных изотопов в почве и пылевом аэрозоле. Для проб пылевой мглы, собранных в 2007-2010 гг, (рис.3.47а, 3.47б), распределение содержания изотопов для Pb-210, Pb-212, Pb-214 оказалось бимодальным, а для Bi-214, Ac-228, Tl-208 и K-40 – одномодальным. Анализ содержания изотопов в пробах почв зоны распространения пылевой мглы показал увеличение содержания изотопов Pb-214, Tl-208 и K-40 в 2009 году, максимальные значения содержания для Pb-210 и Pb-212 в 2007 и 2010 годах, а Bi-214 в 2007 а изотопа Ac-228 в 2008 году. Концентрация всех изотопов в пробах пылевой мглы вдвое выше, чем для проб почвы в районе образования, в случае пылевой мглы в октябре 2010г произошло увеличение изотопа Pb-210 в 6 раз, Pb-212- в 4 раза и в 3 раза K-40.

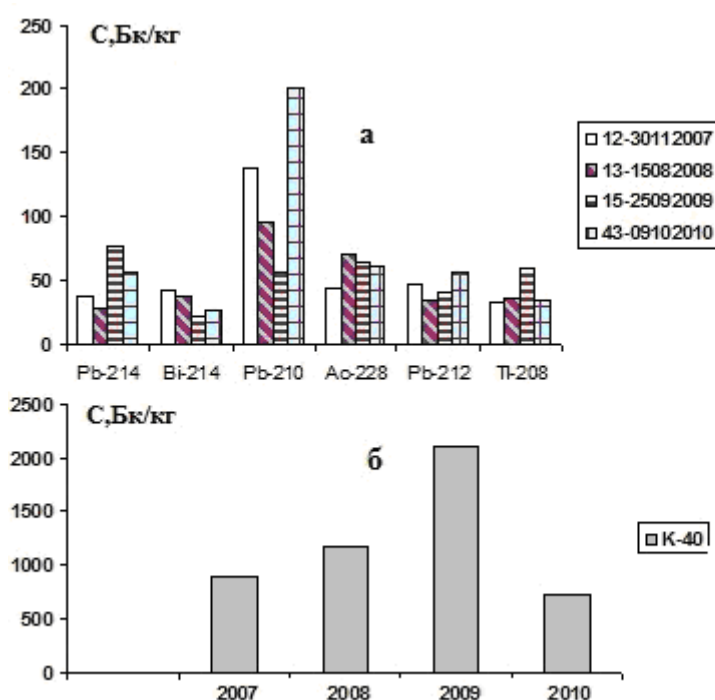


Рис.3.47. Динамика содержания радиоактивных изотопов в пробах пылевого аэрозоля (2007-2010 гг).

В пробах аэрозоля пылевой мглы из пустыни Айвадж с марта по октябрь 2010 г. (рис.3.48) обнаружено повышенное содержание изотопов (в октябре месяце, кроме Bi-214 и Tl-208. Высокие концентрации Pb-210, K-40 и Ac-228 обнаружены в октябре и низкие – в июне месяце.

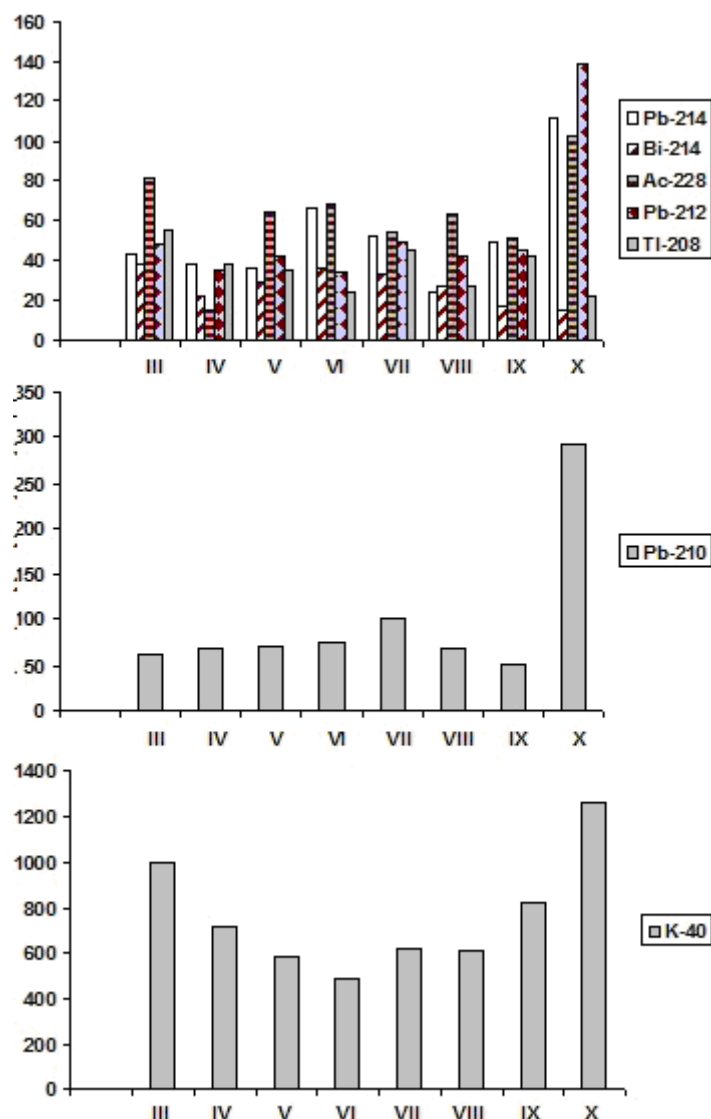


Рис 3.48. Содержание радиоактивных изотопов в пробах пылевого аэрозоля, собранных в марте-октябре 2010 г. в пустыне П. Айвадж.

На рис.3.49а приведено содержание изотопов в почве пустыни (песок) и в пылевом аэрозоле. Коэффициент корреляции $r=0,89$. Аэрозольные частицы обогащены теми элементами, которые лежат выше прямой линии (K-40, Pb-212, Pb-214), а концентрация элементов, находящихся ниже прямой (Pb-210), в песке более высокие. На рис.8б приведено отношение концентрации изотопов в пробах частиц пылевого аэрозоля и проб почвы в районе возможного источника пыли (г. Термез, Республика Узбекистан). Как видно на рис.3.49.б, за исключением эпизодов 25.09.2009; 09.10.2010 и 24.10.2010, это соотношение близко к единице что свидетельствует о близости изотопного состава пылевого аэрозоля и почвы.

В табл. 3.18. приведены статистические характеристики некоторых изотопов в пробах пылевого аэрозоля юга Таджикистана ($\langle C \rangle$ - среднее содержание элемента

в почве (ppm); r - коэффициент корреляции относительно урана; σ -среднее квадратичное отклонение; V -коэффициент вариации элемента в почве; ε - относительное отклонение). Высокие коэффициенты вариации и относительного отклонения обнаружены для изотопов Pb-210 и K-40, тогда как для Ac-228 – эти коэффициенты ниже по значениям.

Таблица 3.18.

Среднее, максимальное и минимальное содержание радиоактивных изотопов в пробах почв, σ - среднеквадратическое отклонение, V - вариация данных и ε - относительное отклонение,

Изотоп	$\langle C \rangle$	$C_{\text{макс}}$	$C_{\text{мин}}$	σ	V	ε
Pb-214	55,15	120,9	23,7	28,27	0,51	1,76
Bi-214	30,14	58,23	15,42	11,03	0,37	1,42
Pb-210	615	3480,2	56,52	999,84	1,62	5,57
Ac-228	56	81,88	14,46	23,18	0,41	1,20
Pb-212	54,26	138,83	34,58	23,78	0,44	1,92
Tl-208	40,48	105,34	18,5	19,99	0,49	2,15
K-40	891	2261	330	552,72	0,62	2,17

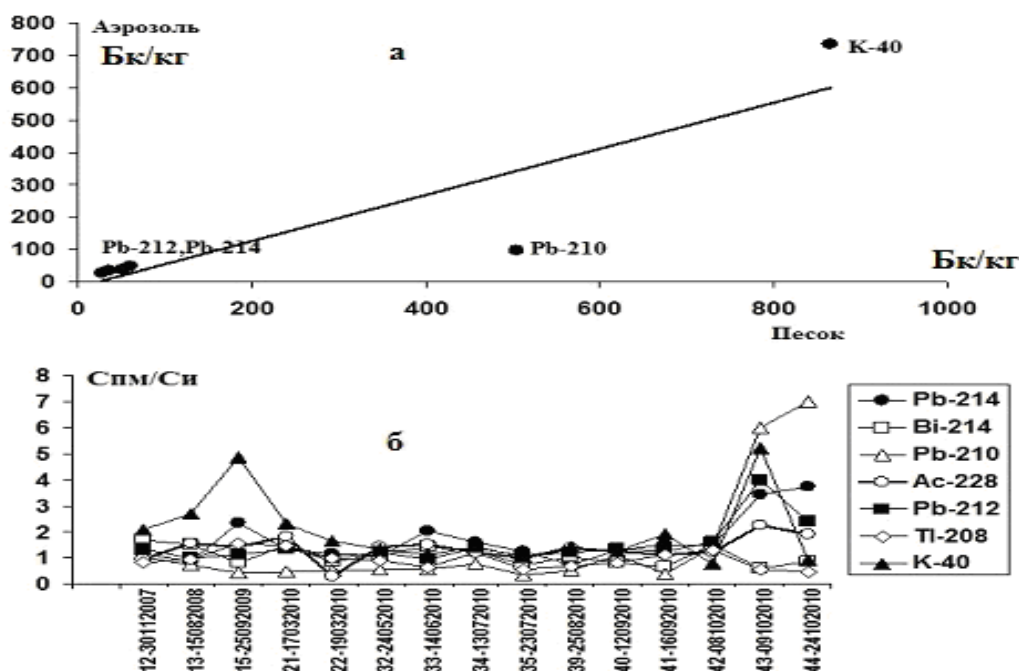


Рис.3.49. а - Содержание радиоактивных изотопов в песке и в пылевом аэрозоле; б- отношение концентраций изотопов в пробах пылевого аэрозоля и в пробах почвы в зависимости от возможного расположения источника пыли.

На рис.3.50. представлено изменение содержания некоторых радиоактивных изотопов в пробах почвы взятых с юга на север Таджикистана. Распределение содержания изотопов имеет многомодовый характер с максимумом в г.Душанбе, по характеру распределения можно сгруппировать изотопы Pb-214, Ac-228 и Bi-214 (с вариацией до 80 Бк/кг) и отдельно Pb-212 и Tl-208 (с вариацией до 50 Бк/кг), K-40 имеет вариацию до 1100 Бк/кг. На рисунках приведены коэффициенты детерминации для каждого изотопа. Самый высокий коэффициент корреляции 0,99 получен для распределения изотопа Pb-214 и самый низкий коэффициент корреляции - для K-40 (0,28).

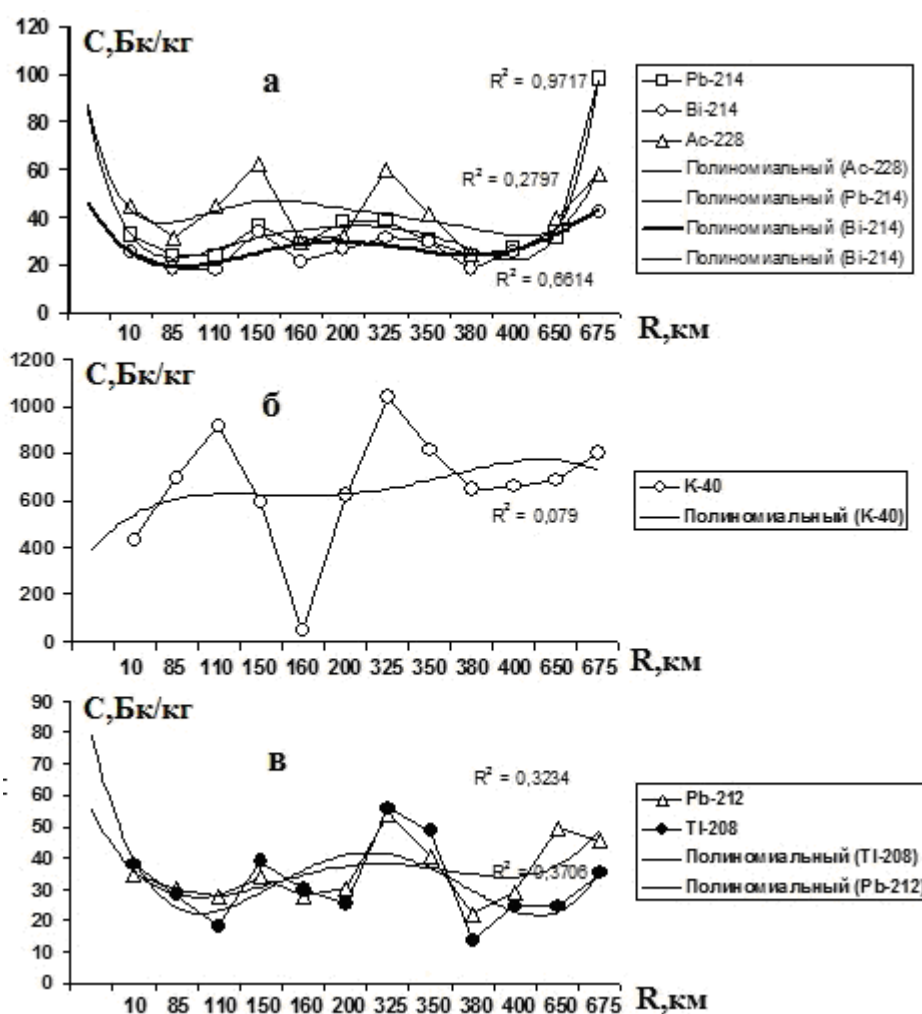


Рис.3.50. Распределение радиоактивных изотопов в почве Таджикистана с юга на север, полученное методом гамма радиометрического анализа.

К северу наблюдается рост концентрации изотопов, что возможно, связано с влиянием миграции радионуклидов в районе хвостохранилища отходов переработки урановой руды на заводах Северного Таджикистана, оставшихся со

времен Советского Союза. Из десяти хвостохранилищ восемь частично реабилитированы и в настоящее время не представляют опасности окружающей среде и здоровью населения. Но два хвостохранилища -Фабрика бедных руд (ФБР) в г. Истиклол (бывший Табошар) и самое большое в Центральной Азии хвостохранилище «Дегмай» с площадью около 90 га, вблизи селения Гозиен, Гафуровского района - являются открытыми. Следует отметить, что Северный Таджикистан находится на краю Ферганской долины, с двух сторон окружен горами средней высоты и образует своеобразную аэродинамическую трубу, что периодически создает сильные ветра, способствующие распространению пыли и частиц хвостохранилищ, в том числе и радионуклидов по всей долине. На протяжении многих лет радиоактивные материалы распространяются по всему региону и за счет атмосферных осадков, ветровой и водной эрозии площадь загрязненных территорий вокруг этих объектов постепенно увеличивается.

Таким образом установлено в пробах пылевого аэрозоля повышенное содержание Ca, Zn, Sr по сравнению с почвой зоны распространения пылевой мглы. В почве зоны распространения пылевой мглы в течение 2008-2010 годов концентрация элементов Cr, Rb, Eu, Cs и Co уменьшается, а концентрация элементов Mn, Ba, Ce, La, Yb и Th возрастает. Для остальных элементов их максимальное содержание обнаружено в 2009 году. В аридной зоне юга Таджикистана обнаружены более высокие концентрации Sb(в 4.5раза), Ba (3.3), Hf (1.55), Cs (1.35), Au, U, As, Yb (1.3), и Mn (1.2) чем в субаридной зоне, сравнимые значения концентрации Ce, Rb, La, Zn, Cr, Co, Eu, Sc, Tb, Th и более низкие концентрации Na (0.53), Ca (0.70). Такой факт свидетельствует о существенном различии состава почв в этих районах.

3.6.2. Миграция элементов в образцах почв юго-центральной части Таджикистана

В настоящем параграфе рассмотрена миграция тяжёлых металлов, наиболее опасных загрязнителей почвы. Анализ фоновое загрязнение почвы тяжёлыми металлами показал, что при вторжении пылевой мглы с юго-западной границы в частицах аэрозоля пылевой мглы по сравнению с почвами зоны распространения пылевой мглы наблюдается повышенная концентрация элементов Sc, Zn, Ni, Cu,

Ca, Sr и Ge. Обнаружена сильная миграция в атмосфере элементов Co, Zn, Rb, As и Sr. В пробе аэрозоля пылевой мглы обнаружено малое относительно кларка количество K, Ti, Ni, V и Cr, что говорит о слабой миграции этих элементов в составе атмосферного воздуха. Еще более тревожным является накопление таких токсичных элементов как Zn, Sb и As, содержание которых до десяти раз превышает кларк. В почвах юга Таджикистана обнаружен существенный дефицит элементов Co и U, их среднее содержание составляет относительно кларка 0,095 и 0,037, соответственно.

В Таджикистане, одном из сельскохозяйственных регионов Центральной Азии, почва является важным фактором в экономике страны. Почва, являясь «зеркалом природы», становится и «зеркалом деятельности человека» в экологическом отношении, если речь идет о загрязнении биосферы, так как именно почва является аккумулятором и депонентом загрязнения. В воздухе, воде, растениях, животных поступившее в них загрязнение обычно находится относительно кратковременно (часы, дни, месяцы), а в почве они остаются на годы, десятилетия, столетия.

В последние годы среди наиболее опасных загрязнителей почвы все чаще называют тяжелые металлы (ТМ). Техногенное внесение тяжелых металлов в окружающую среду – это самостоятельная научная проблема. В связи с этим в литературе широко обсуждаются вопросы экологического нормирования содержания тяжелых металлов в различных компонентах экосистем и, прежде всего, в воде, воздухе, почвах и растениях. Их миграция и перераспределения в компонентах экосистем зависят как от целого комплекса природных факторов, так и от интенсивности и характера техногенеза [347-359].

Формальные подходы к выделению этой группы химических элементов у разных авторов несколько различаются, но по существу противоречий нет. По классификации Дж. Вуда[359] к очень токсичным тяжелым металлам отнесены следующие металлы: Be, Co, Ni, Cu, Zn, Sn, As, Se, Te, Rb, Ag, Cd, Hg, Pb, Sb, и Pt. Приоритетными загрязнителями считаются Hg, Pb, Cd, Zn и As, так как их накопление в окружающей среде идет наиболее высокими темпами [347-352]

Внимание экологов к техногенным источникам поступления тяжелых металлов в биосферу объясняется всевозрастающими объемами промышленных

выбросов и отходов. Установлено, что загрязнение тяжелыми металлами превышает природные поступления: по Pb – в 18,3; по Cd – 8,8; по Zn – в 7,2 раза [353-354]

Основными источниками атмосферного загрязнения являются тепловые электростанции (27%), предприятия черной металлургии (24,3%), предприятия по добыче и переработке нефти (15,5%), транспорт (13,1%), предприятия цветной металлургии (10,5%), а также предприятия по добыче и изготовлению строительных материалов (8,1%), химическая промышленность (1,3%) [347, 355].

Фоновое содержание тяжелых металлов в почвах складывается из внесения их за счет природных (естественный фон) и техногенных источников. Тяжелые металлы техногенной природы попадают на поверхность почвы, и дальнейшая их судьба зависит от ее химических и физических свойств. Установлено, что загрязнение почв ТМ практически вечно [356], так как они очень медленно удаляются из почвы при выщелачивании, эрозии, дефляции и усвоении растениями. Иногда под влиянием многолетнего загрязнения атмосферными выбросами верхний слой почвы представляет собой смесь ее с пылевыми частицами аэрозоля, золы, шлака [357].

Для понимания процессов миграции и аккумуляции тяжелых металлов важно выявить источники их поступления в окружающую среду. В самом общем плане выделяют естественные (природные) и техногенные источники тяжелых металлов [356,358]. По литературным данным, большой ряд токсичности тяжелых металлов можно представить следующим образом:

$Cd > Cu > Co = Ni > As = Cr > Zn > Mn = Fe > Pb$ [347].

В табл.3.19. приведены распределения элементов в составе аэрозоля пылевой мглы и почв зоны распространения пылевой мглы на юге Таджикистана.

Таблица 3.19.

Соотношение содержания элементов в пробах (А- аэрозоль; Д-проба почв Душанбе; Ш - проба почв пустыни Шаартуз; К- кларк элемента).

Элемент	А/Д	А/Ш	К	Д/К	А/К	Ш/К
K	0,9	0,83	2,41	0,91	0,82	0,99
Ca	3,09	1,75	3,38	1,24	3,83	2,19
Fe	0,76	0,67	4,7	1,6	1,21	1,82
Sc	2,39	2,93	0,0022	45,72	109,13	37,26
Ti	0,63	0,78	0,58	1,19	0,75	0,97
V	0,35	0,42	0,016	2,33	0,82	1,93
Cr	1,17	0,97	0,033	0,65	0,76	0,78
Mn	0,74	0,96	0,085	1,42	1,06	1,1
Co	0,79	0,64	0,01	10,63	8,41	13,16
Ni	0,53	2,58	0,018	0,28	0,15	0,06
Cu	1,64	1,91	0,01	0,51	0,84	0,44
Zn	3,24	2,89	0,014	1,09	3,52	1,22
Ga	0,84	0,73	0,0015	1,81	1,53	2,08
Ge	0,73	1,59	0,00015	7,13	5,2	3,27
As	0,08	0,14	0,00018	17,89	1,44	10,44
Se	0,62	0,83	5,00E-06	110	68	82
Br	0,79	1,1	0,00025	6,04	4,8	4,36
Rb	0,72	0,64	0,009	2,67	1,91	2,98
Sr	1,89	1,83	0,0017	19,56	37,01	20,17
Y	0,73	0,86	0,0033	2,19	1,61	1,86
Zr	0,72	1,1	0,023	2,28	1,63	1,48
Nb	0,74	0,77	0,002	1,99	1,48	1,91
Mo	0,7	0,8	0,00015	17,2	12	15,07

Анализ данных таблицы свидетельствует о повышенной концентрации элементов в составе аэрозоля пылевой мглы относительно почв в пустыне: Sc (в 2,93раза), Zn (2,89), Ni (2,58), Cu (1,91), Ca (1,75), Sr (1,83) и Ge (1,59), обнаружены высокие концентрации относительно почвы города для Zn (в 3,24 раза), Ca (3,1), Sc (2,39), Sr (1,89) и Cu (1,64).

Превышение кларка (среднего содержание элемента в земной коре) этими элементами в частицах аэрозоля означает, что пылевая мгла обогащена этими элементами в сопредельных государствах. Хотя коэффициент корреляции между частицами аэрозоля пылевой мглы и почв пустыни составляет 0,89, невозможно утверждать, что пылевая мгла образована из почв этой пустыни, так как по

некоторым элементам, например As, V, Fe, Se, Nb, Mo, Rb и т.д. это соотношение находится в области 0,08-0,8.

В составе аэрозоля обнаружено превышение относительно кларка для Sc (в 109 раз), Se (68), Sr (37), Mo (12), Ge (5,2), Co (8,41), Ca (3,8), Zn (3,52), Rb (1,91) и As (1,44). Сильная миграция по атмосфере наблюдается для элементов Co, Zn, Rb, As и Sr, что особо тревожит накопление в атмосфере очень токсичных элементов. Как видно из табл.1, в пробе аэрозоля пылевой мглы обнаружено малое количество K, Ti, Ni, V, и Cr относительно кларка, что связано со слабой миграцией этих элементов в составе атмосферного воздуха.

В табл.3.20. представлены описание проб, а в табл.3.21, представлены статистические данные о содержании некоторых элементов в почве юго-центральной части Таджикистана. Сравнение среднего содержания элементов с кларком свидетельствует о накоплении в почве Sb (в 6,1раза), As (4,22), Au (3,25), Zn (2,25), Ca (1,91) и Cs (1,36). Максимальное содержание элементов по отношению к кларку для Zn (в 13,65 раза), Sb (12,9) , As (11,7), Au (11,25), Ca (4,32), Na (3,04) и La (2,94). Тревожным является высокое содержание очень токсичных элементов, таких как Zn, Sb и As, до десяти раз превышающих кларк. В почвах юга Таджикистана обнаружен существенный дефицит элементов Co и U, их среднее содержание составляет относительно кларка 0,095 и 0,037, соответственно.

Таблица 3.20

Описание проб почв юго-центральной части Таджикистана.

Номер пробы-дата	Местность	Долгота	Широта	Номер пробы -дата	Местность	Долгота	Широта
01-151108	Пяндж	37,1975	68,6097	20-111109	Хонако	38,6515	68,5768
02-161108	п Айвадж	36,9486	68,0005	21-111109	Лучоб	38,5976	68,7663
03-161108	Шаартуз	37,2513	68,1526	22-111109	Варзоб	38,5817	68,7752
04-171108	Джилликуль	37,5532	68,5271	23-111109	Гиссар	38,5795	68,7746
05-260509	Пяндж	37,1975	68,6097	24-111109	Душанбе	38,5764	68,7544
06-260509	Вахш	38,8051	69,8822	25-111109	Душанбе	38,5764	68,7544
07-270509	Кафирниган	38,4569	68,7364	26-220410	Пяндж	37,1975	68,6097
08-260509	Пяндж	37,1975	68,6097	27-220410	Шаартуз	37,2513	68,1526
09-270509	п. Айвадж	36,9486	68,0005	28-220410	Джилликуль	37,5532	68,5271
10-260509	Вахш	38,8051	69,8822	29-220410	п. Айвадж	36,9486	68,0005
11-270509	Вахш	38,8051	69,8822	30-120610	Каратог	38,6833	68,3734
12-030709	Шаартуз	37,2513	68,1526	31-120610	Хонако	38,6515	68,5768
13-030709	Джилликуль	37,5532	68,5271	32-120610	Каратог	38,6833	68,3734
14-291009	Шаартуз	37,2513	68,1526	33-120610	Хонако	38,6515	68,5768
15-291009	Джилликуль	37,5532	68,5271	34-120610	Хонако	38,6515	68,5768
16-281009	Пяндж	37,1975	68,6097	35-311010	Пяндж	37,1975	68,6097
17-281009	п. Айвадж	36,9486	68,0005	36-011110	п. Айвадж	36,9486	68,0005
18-111109	Ширкент	37,2513	68,1526	37-011110	Шаартуз	37,2513	68,1526
19-111109	Каратог	38,6833	68,3734	38-011110	Джилликуль	37,5532	68,5271

Таблица 3.21.

Статистические характеристики содержания элементов в почве юга Таджикистана*.

Элемент	$\langle C \rangle$	$C_{\max}$	$C_{\min}$	r	σ	V	K	$\langle C \rangle / K$	$C_{\max} / K$
As	7,6	21	2,6	0,23	3,3	0,43	1,8	4,22	11,67
Au	0,013	0,047	0,002	0,29	0,01	0,74	0,004	3,25	11,75
Ba	529	1510	100	0,25	288	0,54	470	1,13	3,21
Ca %	6,45	14,6	0,63	0	3,05	0,47	3,39	1,90	4,31
Ce	50,3	108,7	10,9	0,18	15,1	0,25	60	0,84	1,81
Co	9,5	13,8	5,6	0,13	2,4	0,25	100	0,10	0,14
Cr	48,7	74,5	25	0,09	13,2	0,27	330	0,15	0,23
Cs	4,1	8,9	1,5	0,32	1,6	0,38	3	1,37	2,97
Eu	1	1,39	0,62	0,18	0,25	0,26	1,2	0,83	1,16
Fe %	2,27	3,83	0,28	0,01	0,79	0,35	4,7	0,48	0,81
Hf	5	8,1	2,5	0,16	1,4	0,27	30	0,17	0,27
La	29,9	88,2	14,6	0,18	11,9	0,39	30	1,00	2,94
Lu	0,29	0,54	0,1	-0,1	0,13	0,46	0,5	0,58	1,08
Mn	556	993	350	-0,1	150	0,27	800	0,70	1,24
Na %	2,09	8,05	0,16	-0,2	1,67	0,8	2,64	0,79	3,05
Rb	81	120	5	0,19	26	0,32	90	0,90	1,33
Sb	1,22	2,58	0,1	0,2	0,75	0,61	0,2	6,10	12,90
Sc	9,5	14	5,5	0,15	1,9	0,2	22	0,43	0,64
Sm	4,2	6,2	2,3	0,54	1	0,23	6	0,70	1,03
Tb	0,55	1,08	0,26	0,3	0,18	0,33	0,9	0,61	1,20
Th	11,4	38	4,2	0,37	6,2	0,54	20	0,57	1,90
U	3	7,4	1,2		1,4	0,48	80	0,04	0,09
Yb	2,1	4,5	1	0,06	0,6	0,27	3	0,70	1,50
Zn	90	546	34	0,19	94	1	40	2,25	13,65

*

$\langle C \rangle$ – среднее содержание элемента в почве (ppm); r - коэффициент корреляции относительно U; σ - среднее квадратичное отклонение; V - коэффициент вариации элементов в почве; K - кларк элемента.

Рассмотрим содержание очень токсичных элементов Sb, As, Zn, Rb и Co в почвах юга Таджикистана в зависимости от расстояния по направлению с юга на север страны.

Цинк. Кларк цинка в земной коре равен 40 ppm (0.004%), он занимает 24-е место по распространенности среди элементов. Почвы содержат 5–770 ppm цинка при среднем содержании 64 ppb. Морская вода содержит только 30 ppm цинка и в атмосфере его содержится $0.1\text{--}4\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$. Этот элемент обычно встречается в рудах в ассоциациях с основными металлами, такими как медь и свинец [411].

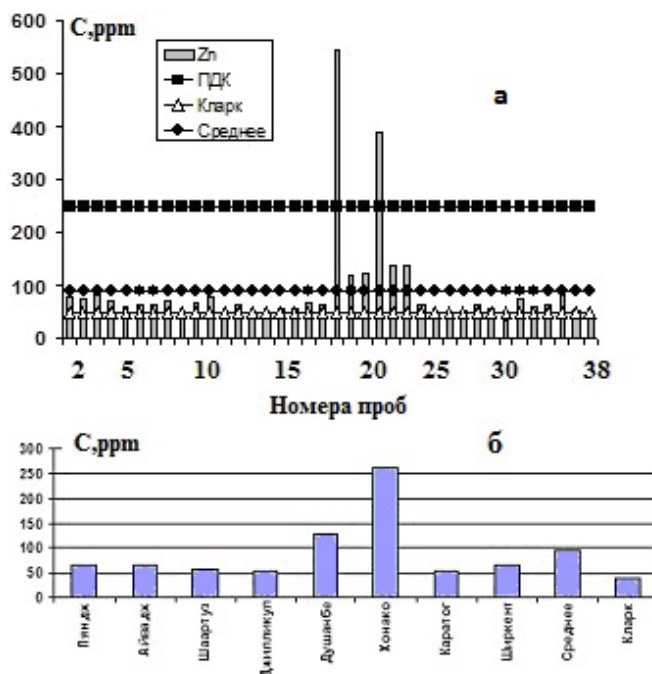


Рис.3.51. Содержание цинка в образцах почв юга Таджикистана (а); среднее содержание цинка по направлению с юга на север страны (б).

Содержание цинка в почвах юга Таджикистана лежит в диапазоне от 34 до 546 мг/кг почвы, что по верхнему пределу в 14 раза превышает кларк (рис.3.51). Это свидетельствует о высоком уровне загрязнения почв юга Таджикистана цинком. Среднее содержание цинка на юге Таджикистана составило 90 мг/кг (табл. 3), что в 2,25 раза выше кларка. Наблюдается четкое увеличение содержания цинка при движении от пустыни к северу. Это указывает на загрязнение почвенного покрова юга Таджикистана цинком, причем загрязнение это аэрогенное, т.е. атмосферное. Минимальное среднее значение цинка наблюдается в почве пустыни Шаартуз (на - юге), а максимум - в г. Душанбе и пос. Ханака в Центральной части страны. Различие между содержанием цинка в различных почвенных районах связано главным образом с интенсивностью загрязнения. Известно, что накопление цинка и свинца происходит в зонах интенсивного движения автотранспорта, вдоль

автострад и в промышленных центрах. Почвы в сельской местности содержат в 10-20 раз меньше цинка, чем почвы городов.

Кобальт. Массовая доля кобальта в земной коре 0,4 ppm. Известно около 30 кобальтосодержащих минералов. Кобальту сопутствуют железо, никель, марганец и медь [411]. В изученных нами почвах в среднем коэффициент корреляции кобальта с железом ($r=0,39$), а с марганцем ($r=0,4$).

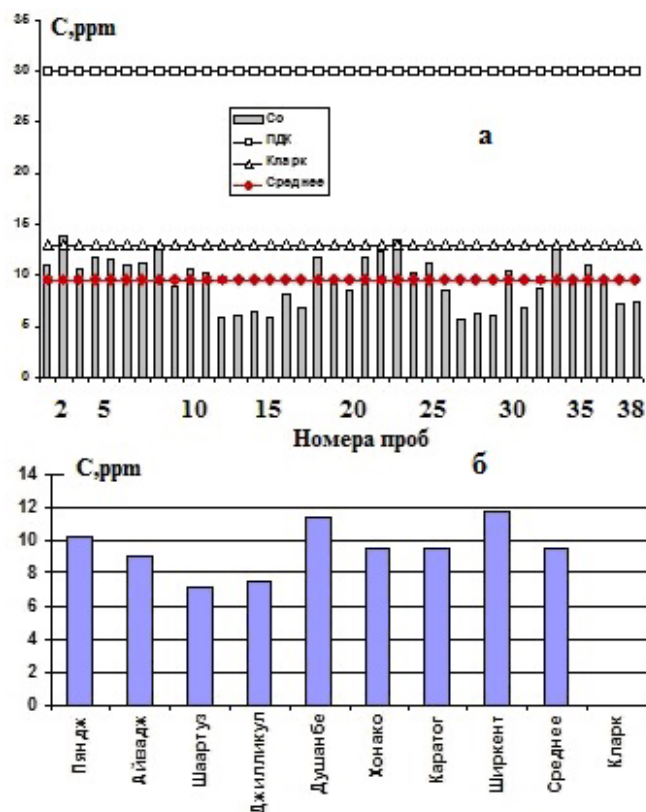


Рис.3.52. Содержание кобальта: а - в образцах почв юга Таджикистана; б - среднее содержание кобальта по направлению с юга на север страны.

Среднее содержание кобальта в образцах почв юга Таджикистана равно 9,5 ppm, максимальное и минимальное количество, соответственно равны: 13,8 и 5,6 ppm (рис.3.52). Кобальта в образцах содержится значительно меньше, чем его кларковое содержание (100 ppm), и возможно, этим объясняется малое количество долгожителей среди жителей этих районов.

В почвах пустынной зоны количество кобальта меньше, чем в густонаселенных территориях, что, по-видимому, связано с антропогенным фактором. Наблюдается минимальное среднее значение кобальта в почве пустыне

Шаартуза (на юге), максимум в г.Душанбе и пос. Ширкент в Центральной части страны.

Рубидий. Содержание рубидия в земной коре составляет 90 ppm, что примерно равно содержанию никеля, меди и цинка. По распространенности в земной коре рубидий находится примерно на 20-м месте, однако в природе он находится в рассеянном состоянии, рубидий — типичный рассеянный элемент. Рубидий встречается вместе с другими щелочными элементами, он всегда сопутствует калию [411].

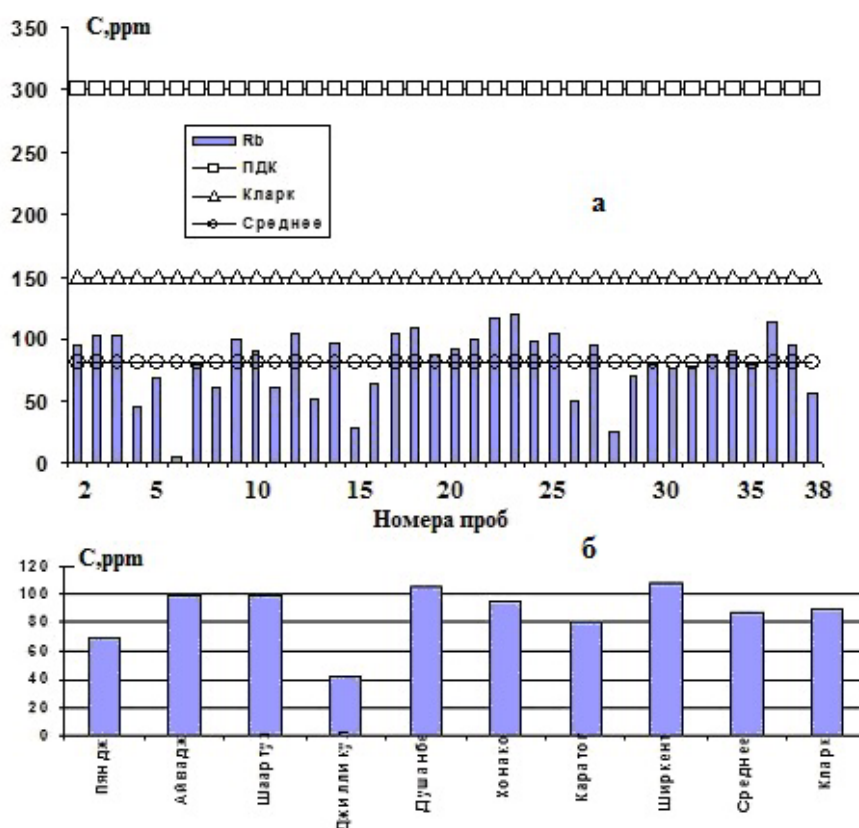


Рис.3.53. Содержание рубидия: а – в образцах почв юга Таджикистана; б - среднее содержание рубидия по направлению с юга на север страны.

Среднее содержание рубидия в образцах почв юга Таджикистана составляет 81 ppm, максимальное и минимальное значение равны 120 и 5 ppm, соответственно (рис.3.53). Минимальное среднее значение рубидия обнаружено в почве сельской местности Джиликуль (на юге), а максимум - в г.Душанбе и пос. Ширкент в Центральной части страны.

Цезий. Среднее содержание цезия в земной коре 3 г/т. Основная его масса в природе находится в рассеянной форме, и лишь незначительная часть заключена в

собственных минералах. По кристаллохимическим свойствам цезий наиболее близок к рубидию, калию и таллию [411]. Коэффициент корреляции цезия к рубидию в изученных нами почвах составляет в среднем $r=0,5$. В повышенных количествах цезий находится в калиевых минералах. На поверхности почвы цезий в небольшом количестве накапливается в глинах, глинистых породах и почвах, содержащих глинистые минералы, иногда в гидроокислах марганца. Максимальное содержание цезия составляет лишь 15 г/т. Активная миграция этого элемента в водах очень ограничена.

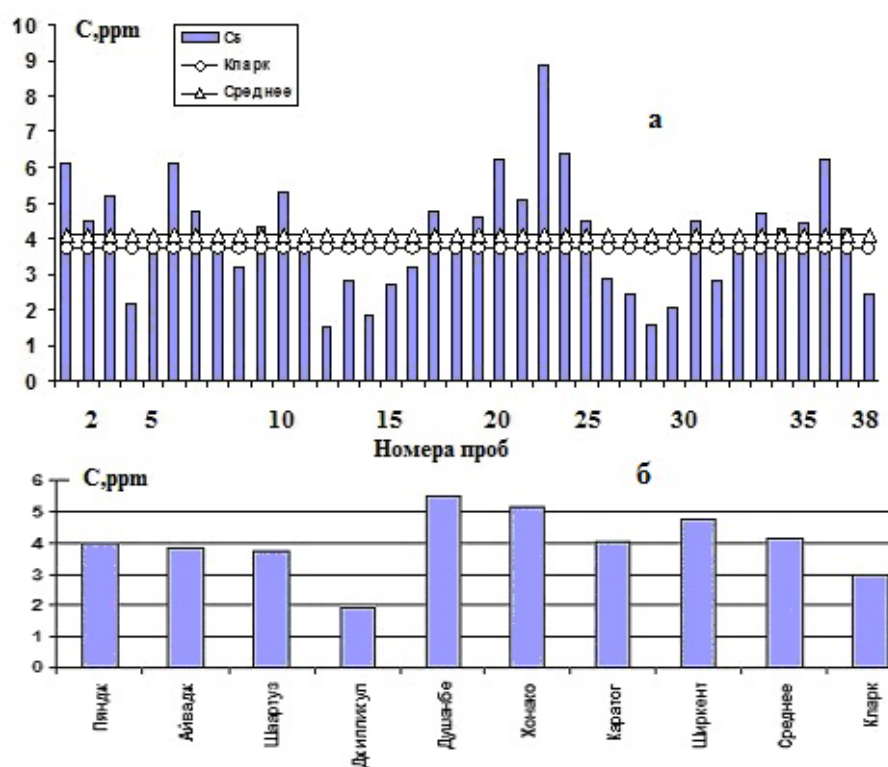


Рис.3.54. Содержание цезия: а - в образцах почв юга Таджикистана; б- среднее содержание цезия по направлению с юга на север страны.

Основное количество цезия мигрирует «пассивно», в глинистых частичках речных вод [360]. Цезий - 137— радиоактивный изотоп цезия, испускающий бета-излучение и гамма-кванты — один из главных компонентов техногенного радиоактивного загрязнения биосферы, продукт распада урана-235, урана-238, плутония-244 и других распадающихся изотопов, содержащихся в радиоактивных осадках, радиоактивных отходах и сбросах заводов и атомных электростанций. Интенсивно сорбируется почвой и донными отложениями; в воде находится

преимущественно в виде ионов[361-366]. Содержится в растениях и организме животных и человека.

Среднее содержание Cs в образцах почв юга Таджикистана составляет 4,1 ppm, максимальное и минимальное значение равно 8,9 и 1,5 ppm соответственно (рис.3.54.). Минимальное среднее значение цезия обнаружено в почве сельской местности Джилликуль (на юге), а максимум в г.Душанбе и пос. Ширкент и пос. Хонако в Центральной части страны.

Сурьма. Кларк сурьмы составляет 0,2 ppm. Из осадочных пород наиболее высокие концентрации сурьмы отмечаются в глинистых сланцах (1,2 г/т), бокситах и фосфоритах (2 г/т) и самые низкие - в известняках и песчаниках (0,3 г/т). Повышенные количества сурьмы установлены в золе углей. С такими металлами как медь, мышьяк и палладий сурьма может создавать интерметаллические соединения [367-368].

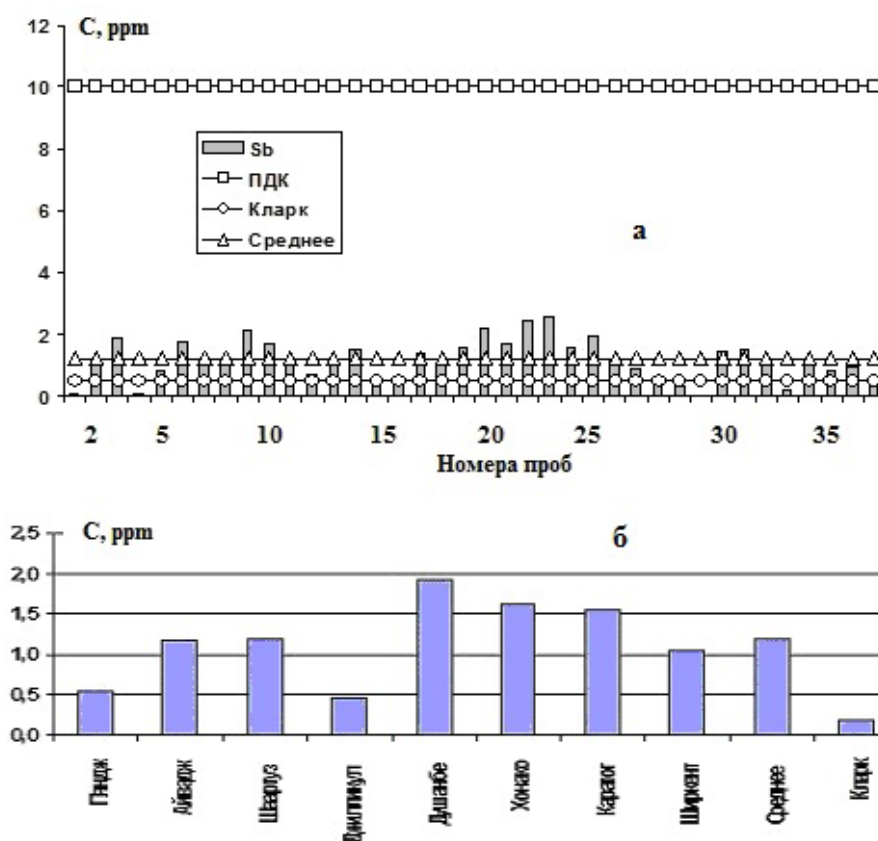


Рис.3.55. Содержание сурьмы: а - в образцах почв юга Таджикистана; б - среднее содержание сурьмы по направлению с юга на север страны.

Коэффициент корреляции сурьмы и мышьяка в изученных нами почвах составляет в среднем $r=0,32$. Среднее содержание сурьмы в образцах почв юга

Таджикистана составляет 1,22 ppm, максимальное и минимальное значение равны 2,58 и 0,1 ppm, соответственно. Минимальное среднее значение сурьмы обнаружено в почве сельской местности Джиликуль (на юге), а максимум в г. Душанбе, в пос. Каратаг и пос. Хонако Центральной части страны (рис.3.55.).

Мышьяк. Мышьяк — рассеянный элемент. Содержание в земной коре 1,8 ppm, по массе. Мышьяк и все его соединения ядовиты. На территориях, где в почве и воде наблюдается избыток мышьяка, он накапливается в щитовидной железе у людей и вызывает эндемический зоб [411].

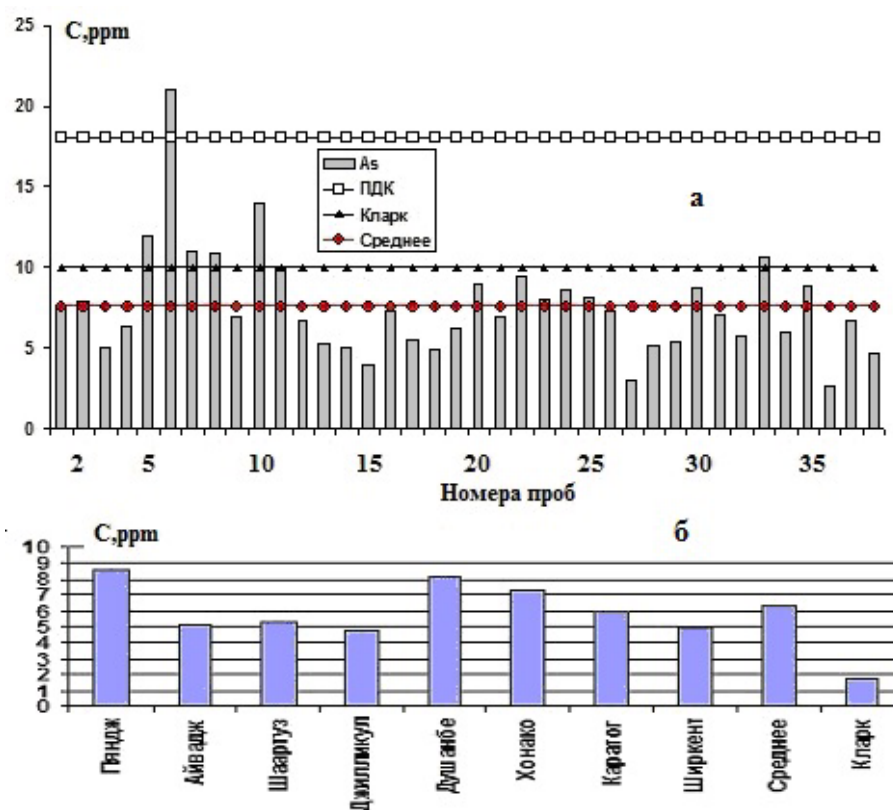


Рис.3.56. Содержание мышьяка: а - в образцах почв юга Таджикистана; б- среднее содержание мышьяка по направлению с юга на север страны.

Среднее содержание мышьяка в образцах почв юга Таджикистана составляет 7,6 ppm, максимальное и минимальное значение равны 21 и 2,6 ppm, соответственно. Минимальное среднее значение мышьяка обнаружено в почве Джиликульского район (на юге), а максимум в. Пянджском районе (на юге), в г. Душанбе и пос. Ханака Центральной части страны (рис.3.56.).

Торий. Торий почти всегда содержится в минералах редкоземельных элементов, которые служат одним из источников его получения. Содержание тория

в земной коре 20 ppm, в морской воде 0,05 мкг/л. Накапливается торий также в некоторых грейзеновых месторождениях, где он концентрируется в ферриторите, либо образует минералы, содержащие титан, уран и др. [411].

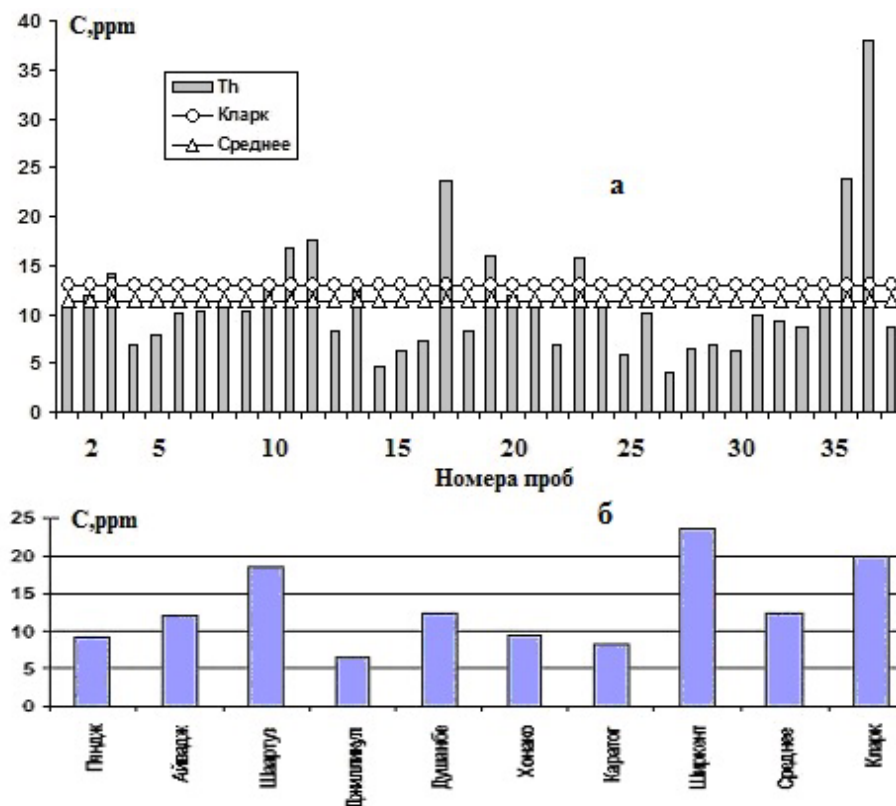


Рис.3.57. Содержание тория: а - в образцах почв юга Таджикистана; б- среднее содержание тория по направлению с юга на север страны.

Среднее содержание тория в образцах почв юга Таджикистана составляет 11,4 ppm, максимальное и минимальное значение равно 38 и 4,2 ppm, соответственно. Минимальное среднее значение тория обнаружено в почве Джиликуль (на юге), а максимум - в пустынях Шаартуз (на юге) и пос. Ширкент Центральной части страны (рис.3.57).

Уран. Уран широко распространён в природе. Кларк урана составляет 80 ppm, или в среднем 0,008 % (по массе), концентрация в морской воде 3 мкг/л. Количество урана в слое литосферы толщиной 20 км оценивается в $1,3 \times 10^{14}$ т. Основная масса урана находится в кислых породах с высоким содержанием кремния. Значительная масса урана сконцентрирована также в осадочных породах, особенно обогащённых органикой. В больших количествах как примесь уран присутствует в ториевых и редкоземельных минералах [411].

Среднее содержание урана в образцах почв юга Таджикистана составляет 3ppm, максимальное и минимальное значение равны 7,4 и 1,2 ppm, соответственно. Минимальное среднее значение урана обнаружено в почве пос. Каратаг, а максимум - в пустыне Шаартуз (юг) и пос. Ханака Центральной части страны (рис.3.58.).

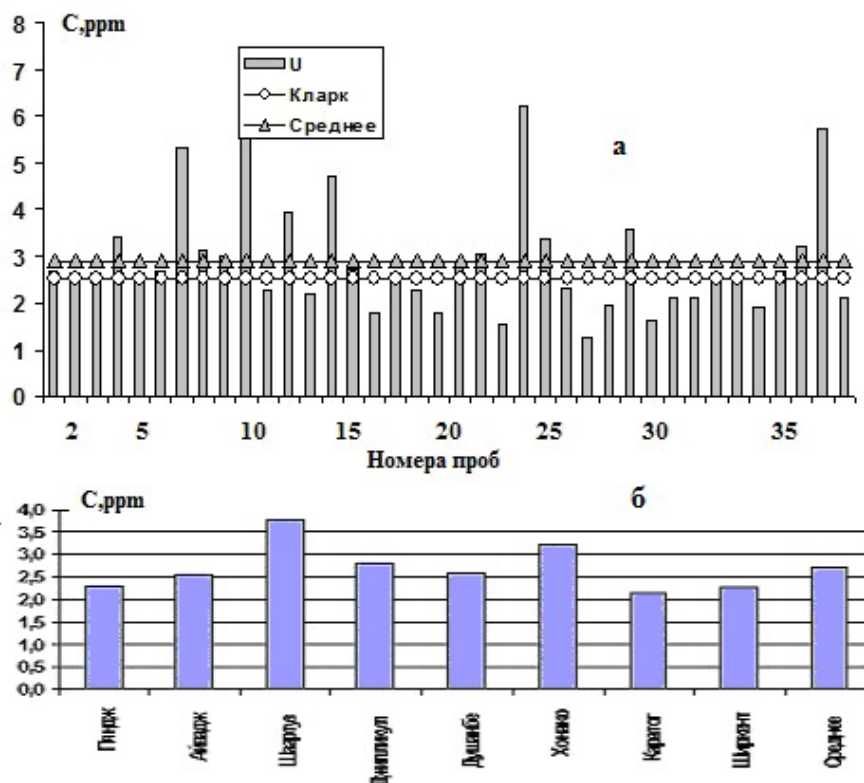


Рис.3.58. Содержание урана: а - в образцах почв юга Таджикистана; б среднее содержание урана по направлению с юга на север страны.

Максимальное значение Zn, As, Co, Sb и Rb в почве г. Душанбе, возможно, связано с наличием тепловых электростанции, предприятий черной и цветной металлургии, транспорта, а также предприятий по добыче и изготовлению строительных материалов.

Наиболее интересно распределение урана и тория в образцах почв. Содержание тория и урана в основном одинаково в пустыне Шаартуза и г. Душанбе, где их содержание выше среднего. В г. Душанбе наблюдается повышенное содержание мышьяка, который является сопутствующим элементом при добыче урана. Отдельно можно выделить повышенное содержание урана в пос. Ханака и повышенное содержание тория в пос. Ширкент где их содержание выше среднего. Поселки Ширкент и Ханака расположены вблизи алюминиевого завода.

В 84% пробах почв отношение Th/U расположено в области 2-10, то есть в почвах юга Таджикистана содержание тория более высоко, чем урана (рис.3.59.).

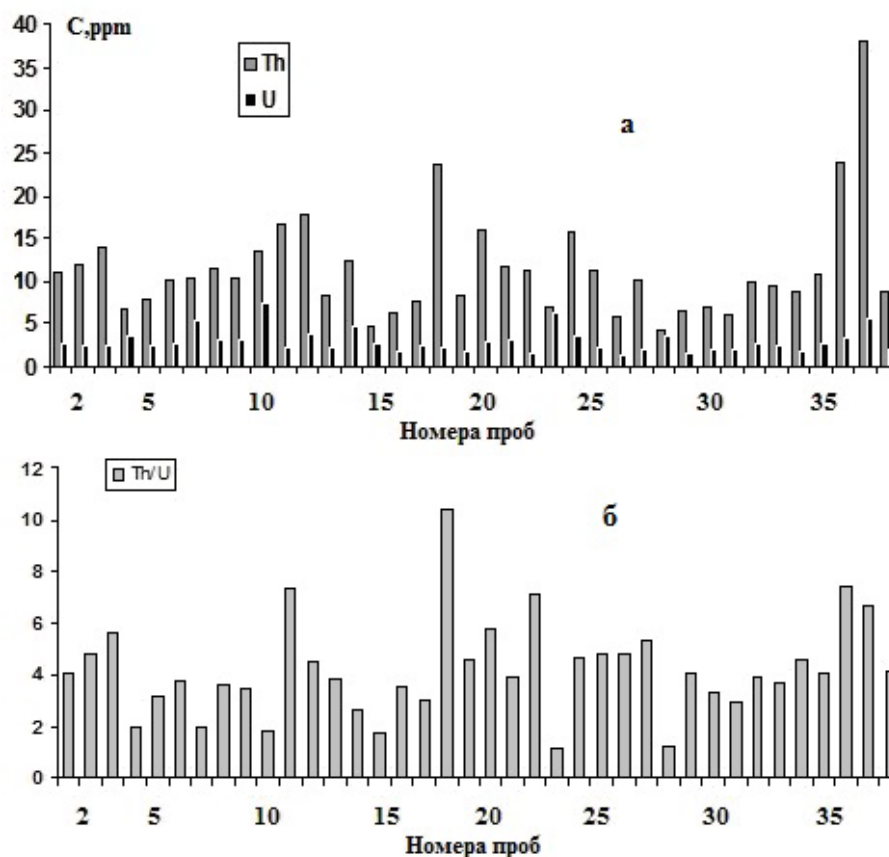


Рис.3.59. Содержание урана и тория: а - в образцах почв юга Таджикистана; б-отношение концентраций тория и урана в образцах почв юга Таджикистана

Таким образом, при вторжении пылевой мглы (естественной) с юго-западной границы страны обнаружена повышенная концентрация элементов в составе аэрозоля пылевой мглы относительно их концентрации в почв зон распространения пылевой мглы: Sc, Zn, Ni, Cu, Ca, Sr и Ge. Сильная миграция в атмосфере наблюдается для элементов Co, Zn, Rb, As и Sr, что свидетельствует о накоплении в атмосфере очень токсичных элементов. В пробе аэрозоля пылевой мглы обнаружено малое количество K, Ti, Ni, V, и Cr относительно кларка, что говорит о слабой миграции этих элементов в составе атмосферного воздуха. Тревожным является высокое содержание таких токсичных элементов, как Zn, As и Sb, которое до десяти раз превышает кларк. В почвах юга Таджикистана обнаружен существенный дефицит элементов Co и U, их среднее значение составляет относительно кларка 0,095 и 0,037, соответственно.

ГЛАВА IV. ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОБ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ И ОБРАЗЦОВ ПОЧВЫ МЕТОДАМИ МОЛЕКУЛЯРНОЙ, ФОТОАКУСТИЧЕКОЙ И ЛАЗЕРНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

4.1. Исследование проб аэрозолей методом молекулярной спектроскопии

Данный параграф посвящено исследованию ИК – спектров пропускания проб пылевого аэрозоля, почвенного аэрозоля и растительности, отобранные в Таджикистане (Шаартузе, п. Айвадже, Санглоке, Душанбе и т.д.). Методика регистрации ИК - спектров описана в главе 2.

Эти исследования в принципе дополняют результаты работ [276-283], по изучению изменчивости химического состава аэрозоля, исследованного также по ИК спектрам. В этих работах авторы указывают, что спектры вещества выявляют наличие в пробах соединений сульфатов, карбонатов, нитратов, силикатов, органики, связанной воды и др. В [281] были рассмотрены и выявлены некоторые особенности ИК - спектров субмикронной фракции континентального аэрозоля на примере проб, собранных в 1984-1985г.г. в Таджикистане (летом и зимой). В основном анализировались пробы аэрозольных частиц с средним размером $d < 1$ мкм [283].

В [281] были исследованы субмикронные фракции континентального аэрозоля собранные в летних и зимних периодах 1984 и 1985 гг. в Таджикистане. Установлено, что в их составе содержатся соединения сульфатов, карбонатов, нитратов, силикатов, органики, связанной воды и др.

Сравнение ИК спектров пропускания двух фракций аэрозольных частиц со средним размером $d < 1$ мкм и $d > 2$ мкм, собранных в период прохождения пылевой бури в г. Душанбе позволяли составить представление о молекулярном составе (и поглощающих свойствах вещества) аэрозоля, характерных для аридной зоны. Как известно, различие в химическом составе атмосферного аэрозоля в различных географических зонах обусловлено в основном отличием его источников и влиянием метеорологических факторов. Установлено также, что грубодисперсную фракцию аридного аэрозоля образуют в основном частицы минерального происхождения, которые в атмосферу выносятся с поверхности земли, и поэтому их классифицируют как первичный аэрозоль. Частицы первичного аэрозоля,

содержащие в своем составе силикаты, карбонаты, реже нитраты практически всегда присутствовали в пробах, собранных на специальных подложках в разные сезоны. Плотность слоя частиц в пробах на подложках зависела от степени замутненности атмосферы в период сбора, а их молекулярный состав характеризовался определенным набором полос поглощения в инфракрасном спектре, которые приведены на рис. 4.1, где приведены спектры пропускания инфракрасного излучения проб аэрозоля. Однако, по нашим данным природа субмикронной фракции аэрозоля (диаметр частиц $d \leq 1$ мкм) различается для двух основных состояний атмосферы.

Проведенные анализы показали, что в условиях высокой прозрачности атмосферы и особенно после продолжительных интенсивных осадков частицы аэрозоля в основном состоят из сульфата аммония $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, а в ряде случаев в пробах присутствуют нитраты. Этот аэрозоль принято называть вторичным. Он образуется в самой атмосфере из газообразных веществ и по данным ряда работ [276-283]) обнаруживается повсеместно в разных климатических зонах.

В условиях атмосферы, замутненной пылевым аэрозолем, субмикронная фракция аэрозоля содержит преимущественно карбонаты и силикаты почвенного происхождения (рис. 4.1). Присутствующий же в пробах сульфатный компонент не является сульфатом аммония, о чем свидетельствует отсутствие полосы поглощения аммонийной группы NH_4 (при 1400 см^{-1}), входящей в сульфат аммония. Возможно, SO_4 входит в состав сульфатных минеральных частиц или имеет иную природу. Независимо от метеорологических условий в пробах мелкодисперсного аэрозоля практически всегда содержится сажа, а в ряде случаев обнаруживается и органика.

Анализ немногочисленных проб аэрозольных частиц, собранных в разных регионах (Шаартуз, Санглок, ледник Медвежий), показывает, что молекулярный состав аэрозольного вещества в целом соответствует составу, описанному выше. Основное их отличие в количестве присутствующей в пробах сажи, которой становится больше в городских условиях.

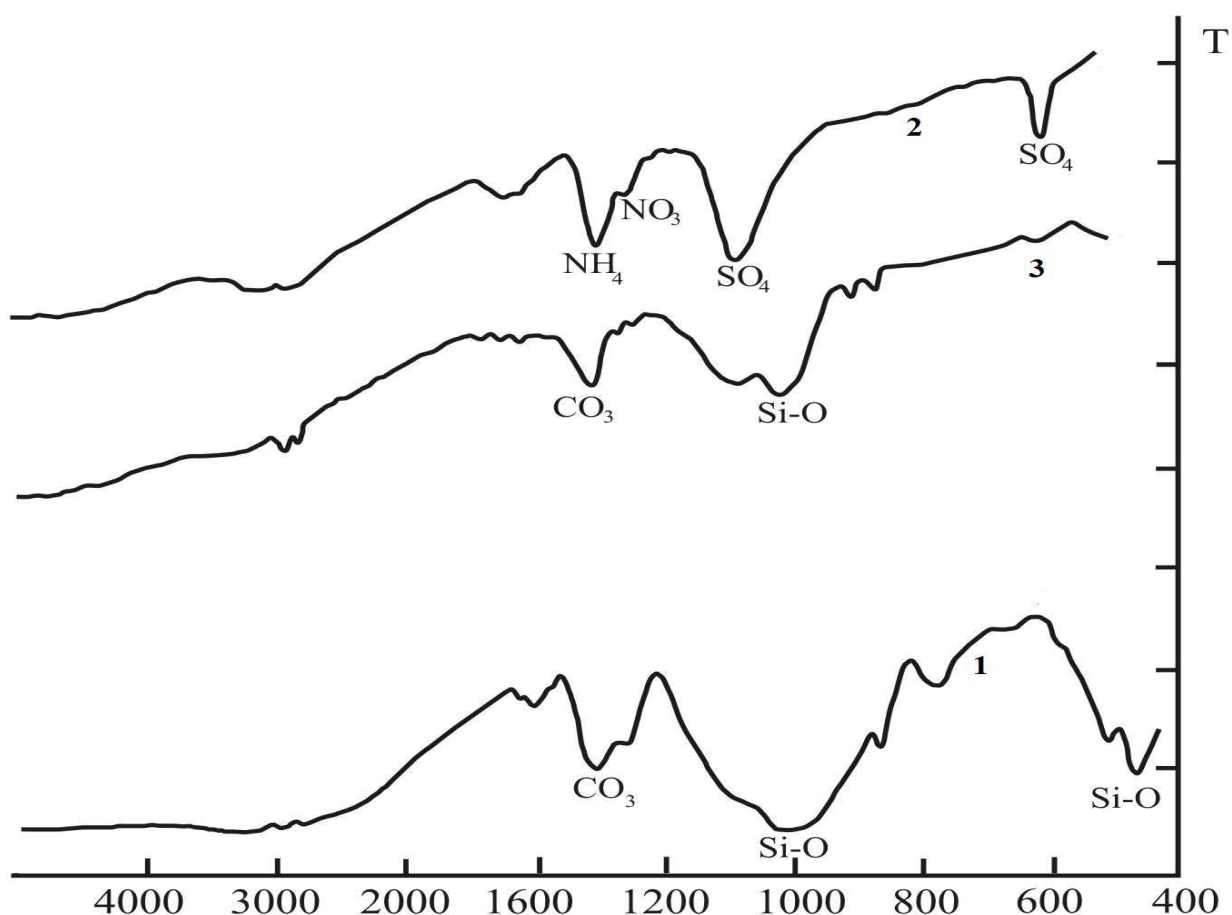


Рис. 4.1. Наиболее характерные для аридной зоны инфракрасные спектры пропускания проб аэрозоля. 1-грубодисперсная фракция ($d=3\text{ мкм}$); 2,3-субмикронная фракция ($d\leq 1\text{ мкм}$ в случае: 2 - высокой прозрачности атмосферы; 3- замутненной атмосферы) [281].

Во время пылевого эксперимента в сентябре 1989 г. нами проводился отбор проб частиц аэрозоля каскадным импактором на наблюдательной площадке ФТИ, расположенной на восточной окраине Душанбе. Для этого использовались германиевые подложки, пропускающие ИК - излучение в широком диапазоне спектра. Пробы собирались в дневное время суток, так как ночью и утром в нижних слоях атмосферы происходит накопление сажи, которая дает значительный вклад в пробу субмикронного аэрозоля, что существенно затрудняет идентификацию состава вещества. Для спектрального анализа пробы аэрозоля собирались в необходимом количестве в течение 16-22 ч, в зависимости от замутненности атмосферы (лишь 20 сентября при сильном замутнении воздуха проба аэрозоля была собрана в течение 9 ч). Спектры пропускания слоев осажденных частиц ИК - излучения в диапазоне волновых чисел $\nu = 4000 \dots 400 \text{ см}^{-1}$

в лабораторных условиях измерялись на спектрофотометре «SPECORD-IR-75». Отметим, что ИК - спектры аэрозольных проб использовались лишь для определенных веществ в атмосфере, вносящих вклад в поглощение излучения.

На рис.4.2 представлен ИК- спектр пропускания аэрозольной пробы, полученной 20 сентября 1989г во время пыльной мглы, характерный для проб собранных на трех верхних каскадах импактора.

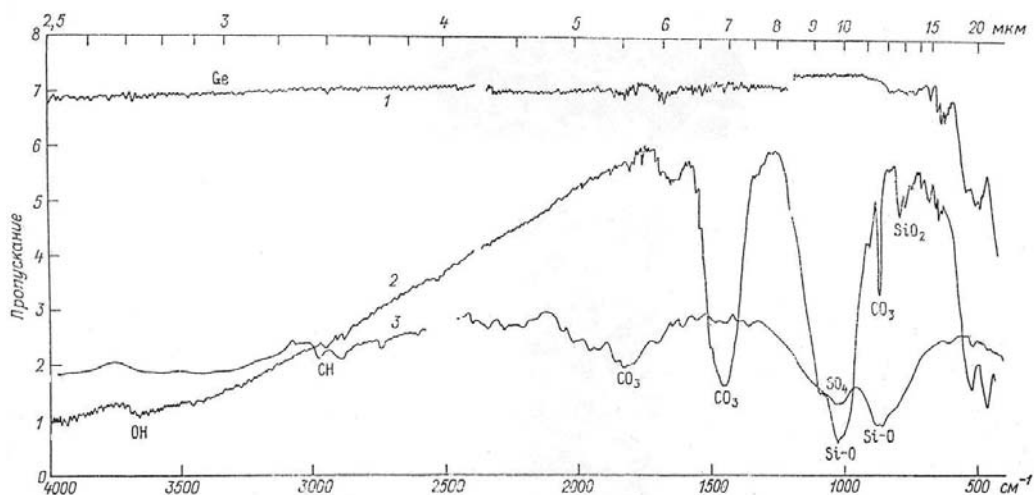


Рис.4.2 . Инфракрасные спектры пропускания проб аэрозоля, полученных во время пыльной мглы в Душанбе, 1-фон подложки; 2- $d > 2$ мкм; 3 - $d < 1$ мкм [281].

Полосы поглощения в спектре пропускания на рис.4.2 свидетельствуют о присутствии в веществе аэрозольных частиц с диаметром 2 мкм следующих основных компонентов: силикатов (широкая полоса в области $1100-900\text{ см}^{-1}$ с максимумом поглощения около 1030 см^{-1} , который относится к валентным колебаниям Si-O, а полосы в области $550-500\text{ см}^{-1}$ -к деформационным колебаниям Si-O); кварца (характерный для группы SiO_2 входит в состав более сложного вещества); карбонатов (характеристические полосы группы CO_3 в области $\nu = 1450...1430\text{ см}^{-1}$ и при 875 см^{-1}).

Гидроксильная группа OH и кристаллизационная вода, входящие в состав частиц, дают полосы поглощения в области $3700-3500\text{ см}^{-1}$ (валентные колебания группы OH) и в области $1700-1600\text{ см}^{-1}$ (деформационные колебания H-O-H), которые также проявляются в указанном спектре.

Слабые полосы поглощения в области $2950-2800\text{ см}^{-1}$ присущи углеводородной группе CH, что говорит о наличии в составе частиц аэрозоля органических веществ. Проба мелкодисперсного аэрозоля с $d \leq 1$ мкм в случае

пыльной мглы кроме силикатов и карбонатов содержит сульфаты, которым соответствуют полосы поглощения при 1100 и 615 см^{-1} в ИК – спектре на рис.4.2. Однако, в спектре отсутствует полоса поглощения, относящаяся к колебания NH_4 -группы, что свидетельствует о том, что присутствующие в пробах сульфаты не являются сульфатом аммония. А тот факт, что сульфатный компонент присутствует только в мелкодисперсной фракции, указывает о возможных реакциях на поверхности почвенных частиц, например карбонатных с участием сернистого газа, точнее H_2SO_4 , в результате которых и образуется этот компонент в атмосфере. Аналогичный характер имеют и спектры проб от 18-19 сентября.

В период проведенного эксперимента, состав грубодисперсной фракции атмосферного аэрозоля сохранялся практически постоянным. Частицы аэрозоля содержали, в основном, указанные выше минеральные компоненты, спектры которых подобны приведенной на рис.4.3. Можно отметить только, что в пробе аэрозоля, собранной 18-19 сентября, более ощутимо, чем в другие дни, присутствие нитратов (характеристическая полоса группы NO_3 -в области 1380-1350 см^{-1}). Состав мелкодисперсной фракции аэрозоля претерпевал более существенные изменения в зависимости от метеорологических условий. Так, проба, полученная 9-10 сентября, в дни, предшествующие пыльной мгле, преобладал сульфатный компонент. В последующие дни после пыльной мглы в спектре пробы аэрозоля, собранной 23-25 сентября, наиболее выражены были полосы поглощения при 1080 и 615 см^{-1} , присущие SO_4 , полосы в области 1420-1400 см^{-1} относятся к NH_4 . По-видимому, мелкодисперсный пылевой компонент, содержащий карбонаты и силикаты, был отмыт в значительной степени во время дождя 22 сентября и стал вновь ощутимым только в пробе аэрозоля, собранной 25-27 сентября, когда произошло его постепенное накопление в атмосфере. Спектр пробы аэрозоля, собранной 25-27 сентября, подобен приведенной на рис.4.2 и соответствует смеси сульфатов, карбонатов и силикатов.

Полученные результаты показывают, что во всех пробах мелкодисперсного аэрозоля, кроме пробы от 20 сентября, наблюдалось большое содержание сажи, которая вносила дополнительное поглощение во всем исследуемом ИК - диапазоне, непрерывно увеличивающееся с увеличением волнового числа ν , т.е. в коротковолновую часть спектра.

С помощью импактора были отобраны пробы распыленного в камере образца частиц почвы розоватого цвета, которая была собрана в окрестности Шаартуза. Спектры проб частиц с диаметром порядка 1мкм, и более крупных оказались подобными ИК - спектру пропускания, описанному ранее аэрозольной пробы (рис.4.2), собранной во время пыльной мглы, что подтверждает почвенное происхождение частиц грубодисперсного аэрозоля. На рис.4.3 в качестве примера приведены ИК спектры почвы.

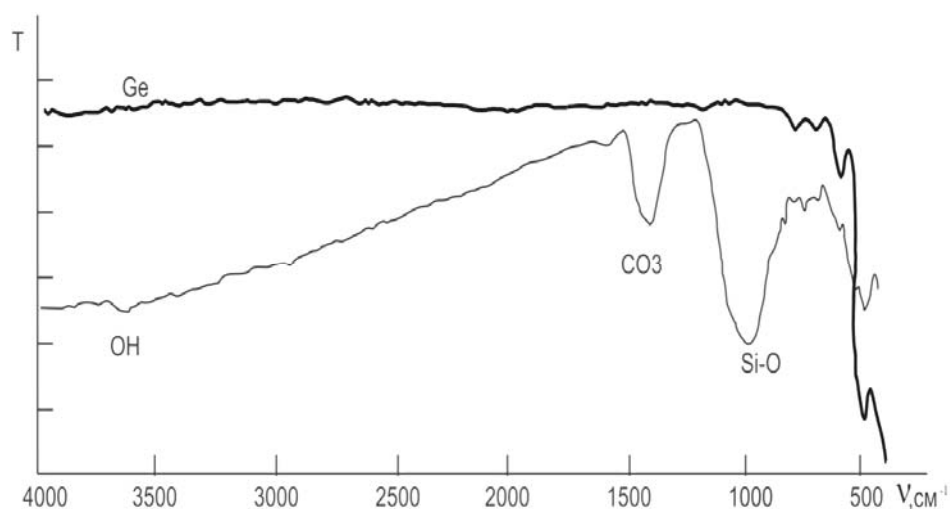


Рис.4.3. Инфракрасный спектр пропускания пробы почвы, взятой в Шаартузе.

Ge - фон подложки.

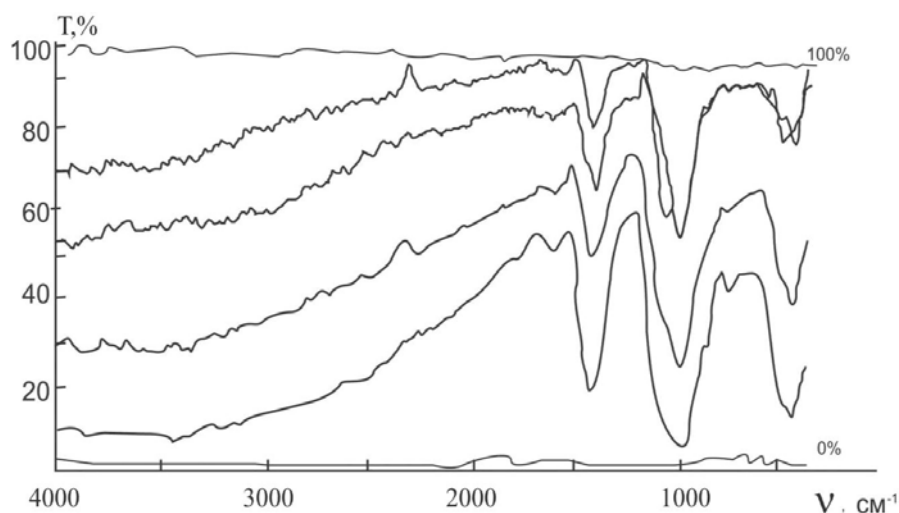


Рис. 4.4. Инфракрасный спектр проб почвы собранной многокаскадным импактором при распылении пыли в аэрозольной камере

ИК - спектры проб пылевого аэрозоля собранной многокаскадным импактором при распылении проб почвы, полученной в окрестности г. Душанбе приведены на рис. 4.4.

Сравнение спектров проб (рис. 4.5) собранных в одной местности в летнее и зимнее время года позволило заметить некоторую сезонную изменчивость в спектре поглощения. Наблюдается относительное смещение полос группы SO_4 у 1100 см^{-1} , которое, по-видимому, обусловлено разной степенью гидратации кристаллогидратов летом и зимой в соответствии различным влагосодержанием в эти периоды.

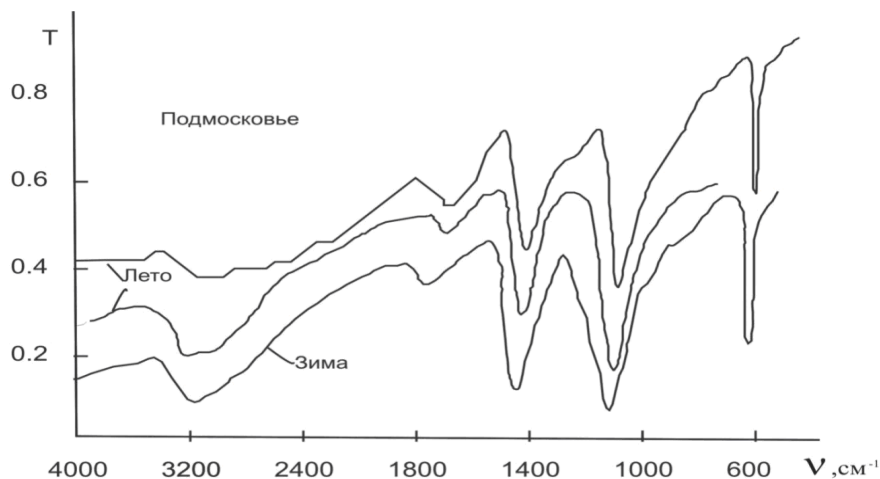


Рис. 4.5. ИК - спектры проб атмосферного аэрозоля, полученных в Подмосковье

На рис. 4.6 представлены спектрограммы аэрозольного вещества проб, собранных на Памире, на острове Врангеля и в г. Душанбе зимой и летом. Проба фонового природного аэрозоля собрана на Памире на высоте 3000 м и вдали от городов. Как видно (рис. 4.6) спектр этой пробы похож на спектр пробы, полученной в окрестностях Душанбе. Оба спектра свидетельствуют о наличии в пробе вещества минерального происхождения, на спектрах четко выражена полоса поглощения силикатов, не наблюдавшаяся для субмикронной фракции в умеренных широтах. Наличие полос у 1450 и 870 см^{-1} подтверждает присутствие в пробе карбонатов, которые входят в состав многих минералов. По ИК - спектрам проб было установлено также, что концентрация аэрозоля минерального происхождения отмечается в зимний период, что видно из соотношения полос 1100 и 1000 см^{-1} , в пробе присутствуют все полосы, характерные для сульфата аммония. Полоса поглощения углеводов с максимумами при 2850 и 2920 см^{-1} проявлялась практически одинаково как в спектрограмме пробы фонового аэрозоля, так и в спектрограмме пробы городского аэрозоля.

Отметим, что в зимних погодных условиях спектры пропускания вещества субмикронной фракции аэрозоля обусловлены присутствием сульфата аммония в разных географических зонах, от южных до северных широт,

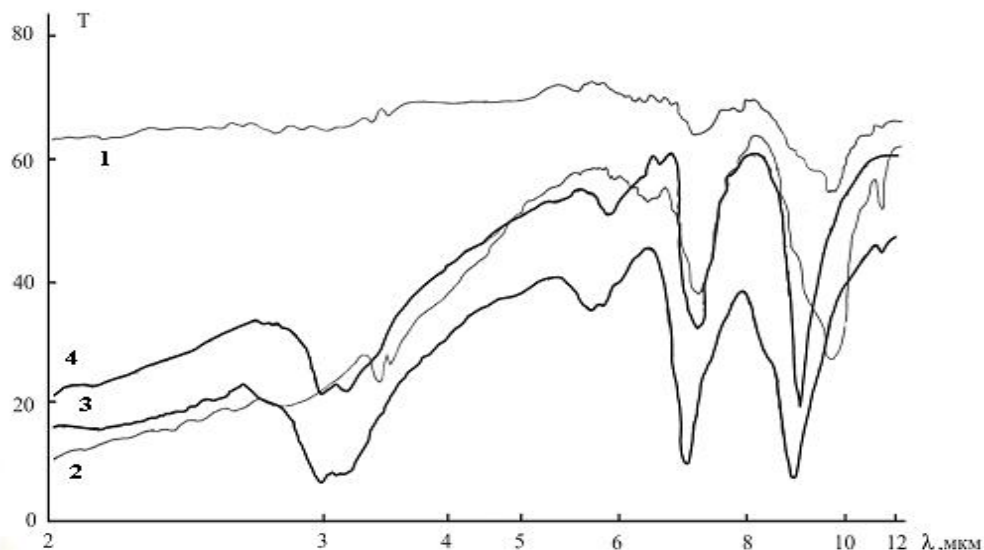


Рис. 4.6. Спектр пропускания проб аэрозолей в ИК - области спектра собранных в:
1- Памире; 2- остров Врангеля; 3 - г. Душанбе зимой; 4- летом.

В целом, ИК - спектры поглощения аэрозолей состоят из следующих компонентов: группы SO_4 , группы NH_4 , NO_3 , силикатов.

Важна, еще одна особенность ИК спектров пропускания аэрозольных проб, связанная с непрерывным ростом поглощения в сторону коротких длин волн, что может быть связана с присутствием в пробах сажевых частиц. Эта особенность отмечена в [324] и в качестве иллюстрации на рис. 4.7 приведен спектр пропускания сажи. Как видно из рис. 4.7, начиная с области 1800 см^{-1} поглощение сажи достаточно резко увеличивается, что приводит увеличению поглощения в аэрозольных пробах.

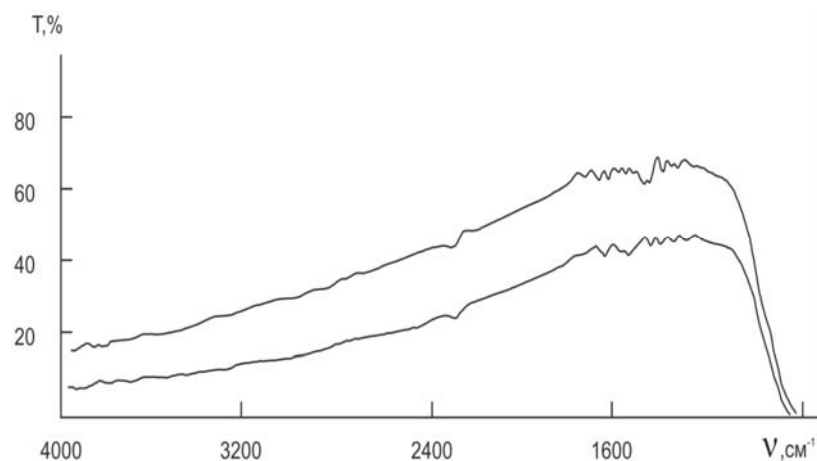


Рис.4.7. Спектр пропускания сажи в инфракрасной области спектра.

Для исследования динамики дисперсного состава пылевого аэрозоля аридной зоны можно использовать наблюдение за минеральным составом пыли [САПЕКС]. В качестве индикатора дисперсного состава мы изучали пропускание в ИК - области спектра образцов пылевого аэрозоля, собранного у поверхности земли. Образцы получены с помощью многокаскадного импактора, позволяющего разделить фракции аэрозоля по размерам. Сбор проб проводился в летне-осенний период, когда частота пылевых бурь достигает максимального уровня и каждый раз продолжался в течение восьми часов. Для измерения использовались стандартные подложки, на которые собирались частицы в импакторе.

На рис.4.8 приведены типичные спектры пропускания частиц субмикронной фракции (кривая 1, $d < 1$ мкм) и крупнодисперсной фракции (кривая 2, $d > 1$ мкм), собранных в приземном слое атмосферы в г. Душанбе.

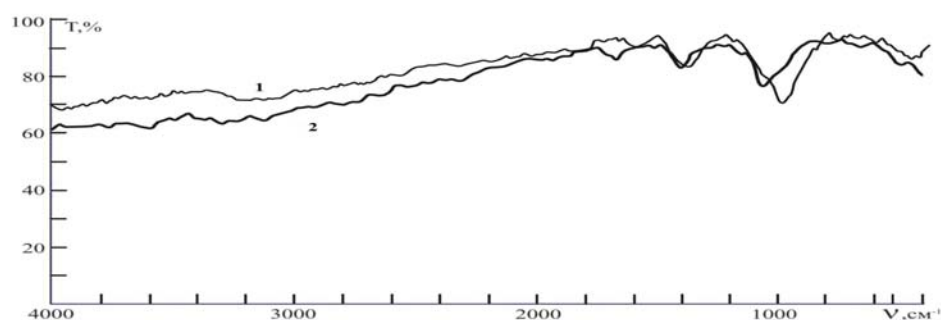


Рис. 4.8. Инфракрасный спектр пропускания аэрозоля летне-осеннего сезона для; 1- субмикронной фракции; 2- грубодисперсной фракции.

В средней ИК- области спектра ярко выражены полосы поглощения в интервалах $1000-1100\text{ см}^{-1}$, $1400-1500\text{ см}^{-1}$, $1580-1680\text{ см}^{-1}$ и полосы в области $2800-3000\text{ см}^{-1}$ и 3400 см^{-1} . Полоса поглощения около $1000-1100\text{ см}^{-1}$ указывает на большое количество силикатов и наличие определенного количества $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ в аэрозольных пробах. Полоса в интервале $1400-1500\text{ см}^{-1}$ указывает на присутствие нитратов и неорганических карбонатов, полоса $1580-1680\text{ см}^{-1}$ относится к гидроксильной группе. Небольшая полоса поглощения в диапазоне частот $2800-3000\text{ см}^{-1}$ связана с гидрокарбонатами, CH_2 , CH_3 , CH , полоса при 3400 см^{-1} относится к группам аммония и гидроксила. В целом ИК спектры поглощения аэрозолей являются результатом наложения колебаний групп SO_4 , NH_4 , NO_3 , SiO_4 .

В период развития и прохождения пыльной бури процессы теплообмена и динамика микрофизических процессов в атмосфере существенно изменяются и приводят к переносу большого количества пыли. Поэтому количество пылевой фракции аэрозоля $d > 2\text{ мкм}$ заметно возрастает (см. кривую 1 на рис. 4.9), содержание субмикронной фракции в пробах резко уменьшается. Это уменьшение вклада субмикронной фракции может быть объяснено несколькими причинами.

Во-первых, возможно вторжение воздушных масс с большим содержанием пыли может привести к механическому вытеснению субмикронной фракции в более высокие слои воздуха.

Во-вторых, может произойти механическое слипание частиц субмикронной фракции аэрозоля с частицами крупнодисперсной пылевой фракции. Судя по спектрограмме (рис. 4.9), содержание веществ, из которых состоит грубодисперсная фракция аэрозоля, увеличивается и резко растет поглощение ИК - спектра, начиная с области 4000 см^{-1} до 1800 см^{-1} .

В-третьих, возможно выталкивание мелкодисперсных отрицательно заряженных частиц пыли отрицательным электростатическим полем земной поверхности. Известно, что более мелкие частицы приобретают при столкновениях отрицательный заряд. Согласно [284], электростатическое взаимодействие заряженных частиц аэрозоля с электрическими полями, достигающими в период пылевых бурь 200 кВ/м , может заметно облегчить генерацию пылевого аэрозоля.

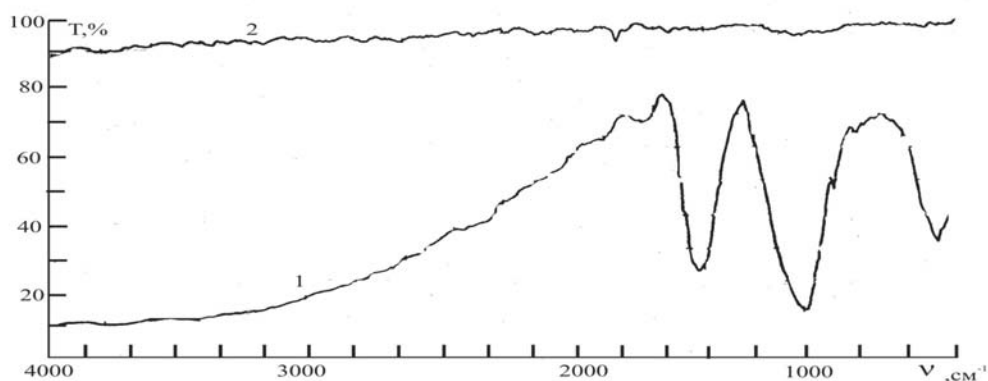


Рис. 4.9. Спектр пропускания пылевого аэрозоля, собранного в период пылевой бури (1-крупнодисперсная и 2-субмикронная фракция).

Исчезновение субмикронной фракции в приземных пробах аэрозоля может происходить по следующему механизму. Частицы фоновой субмикронной фракции, сталкиваясь с более крупными частицами пылевой бури, отнимают у них электроны. Через какое-то время в облаке частиц происходит разделение по зарядам: субмикронные частицы оказываются заряженными отрицательно, а крупнодисперсные частицы - положительно. На следующем этапе субмикронные частицы поднимаются выше за счет влияния электростатического поля, создавая отрицательно заряженную область над положительно заряженной поверхностью Земли. В результате между этими двумя противоположно заряженными областями возникает электрическое поле значительной напряжённости.

Такая гипотеза исчезновения мелкодисперсной фракции аэрозоля в период пылевых бурь согласуется с моделью, связывающей развитие пылевой бури с электрическими явлениями. Согласно механизму, предложенному в [284], происходит нарастающий процесс, который включает приобретение за счет столкновений мелкими частицами отрицательного заряда, а крупными – положительного, расслоение пылевого облака по заряду, возрастание за счет этой разности потенциалов между крупными взвешенными частицами и почвой. Вследствие этого происходит усиление выброса частиц почвы электростатическими силами. Измерение концентрации ионов на уровне 500 и 6000м при чистой и запыленной атмосфере [85], указывающее на повышение концентрации отрицательно заряженных ионов и одновременно уменьшение количества положительно заряженных ионов в период пылевой бури, также подтверждают эту гипотезу.

Обычно, после сильных пылевых бурь происходят продолжительные ливневые дожди. При этом наиболее устойчивой от вымывания компонентой атмосферного аэрозоля является субмикронная фракция с диаметром частиц $d < 1$ мкм. На рис. 4.10 приведена спектрограмма пропускания атмосферного аэрозоля после интенсивных непрерывных дождей продолжительностью в несколько дней.

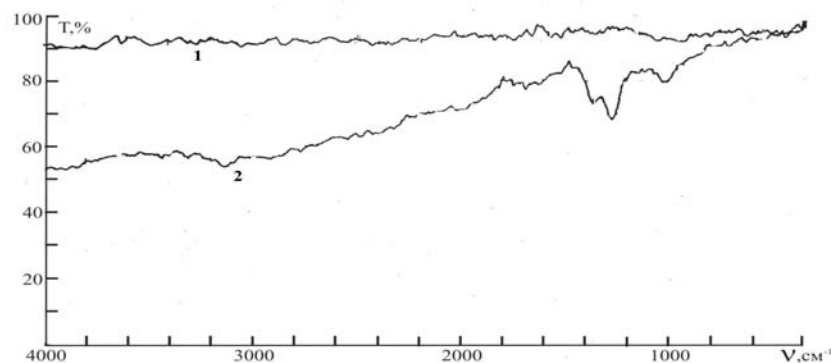


Рис. 4.10. Спектр пропускания аэрозоля после интенсивных дождей (1- крупнодисперсная фракция, 2- субмикронная фракция).

Субмикронная фракция (кривая 2) после интенсивных дождей сохраняется в атмосфере, а крупнодисперсная фракция с диаметром частиц $d > 1$ мкм (кривая 1) уменьшается до такого значения, что в спектре почти не проявляются характерные полосы поглощения, отмеченные при анализе аэрозольных проб.

После дождя необходимо несколько дней, чтобы крупнодисперсная фракция аэрозоля полностью восстановилась в атмосфере. Сопоставление со спектрограммами пропускания, приведенных на рис. 4.8 и 4.9, выявляет следующее. В спектре (рис. 4.10) появляется дополнительная полоса в области 1300 см^{-1} , связанная с увеличением содержания нитратов в аэрозоле. Уменьшение полосы в области 1400 см^{-1} по сравнению с областью 1300 см^{-1} связано с уменьшением неорганических карбонатов. Крупнодисперсная пылевая фракция, как видно из рис. 4.10, практически полностью смывается дождем, что проявляется в исчезновении этой фракции на выходе импактора и в резком уменьшении соответствующего этой фракции поглощения в ИК - спектре аэрозольных проб.

Постоянное присутствие мелкодисперсных пылевых частиц в атмосфере аридной зоны даже после продолжительных дождей и отсутствии пылеобразующих явлений может быть связано с электростатическим

отталкиванием между отрицательно заряженными частицами субмикронной фракции и отрицательно заряженной поверхностью Земли. Процессы циркуляции атмосферы постепенно приводят к обычному соотношению присутствия субмикронной и крупнодисперсной фракции в атмосфере (рис.4.8.). Ввиду важности влияния данных процессов на физику запыленной атмосферы, на климат и на экологию в дальнейшем необходимо детальнее изучать роль различных факторов в динамике дисперсного состава пылевого аэрозоля.

Для того, чтобы более ясно представить себе механизмы образования пылевого аэрозоля и источники его происхождения, а также его распространение нами были собраны некоторые характерные типы почв из Шаартуза в период проведения эксперимента в 1988 г, и проведен ИК спектральный анализ методом таблетирования в КВг. Для анализа отбирались следующие пробы: лесс, песчаник, листья, плоды и стебли от растений.

ИК спектры указанных проб приведены на рис.4.11. Как видно из рис.4.11, на этих спектрограммах (для лесса и песчаника) практически можно идентифицировать все вещества, описанные при отборе проб с помощью импактора. На рис.4.11 для листьев и остаточных плодов и стеблей растений, произрастающих в Шаартузе, имеется ряд особенностей. А именно, наличие интенсивной полосы в области 3400 см^{-1} связано или с гидроксильной группой некоторых органических соединений (спирты, фенолы), или с кристаллизацией воды. Сильная полоса в области 1680 см^{-1} возможно связана или с поглощением связанной $\text{-C}=\overset{\text{O}}{\text{OH}}$, воды (полоса гидроксильной группы OH), или с поглощением органических карбонильных соединений (валентные колебания C=O).

Полосы в области 1400 и 870 см^{-1} свидетельствуют о присутствии в пробе карбонатов, которые входят в состав многих минералов. Широкая полоса во всех этих пробах в области $1000\text{-}1200\text{ см}^{-1}$ связана с аэрозолем минерального происхождения. Полосу поглощения в области $2800\text{-}2920\text{ см}^{-1}$ можно отнести к углеводородам. Таким образом, анализ проб, приведенных на рис.4.11 методом ИК-спектроскопии показывают, что в этих пробах присутствуют в определенных соотношениях, практически все вещества, обнаруженные в аэрозольных пробах, отобранных с помощью импактора в период прохождения “афганца”. Это означает, что если процесс возникновения пылевой бури предполагать - вторжение

холодного фронта, а источником образования “афганца” - Шаартуз, то в случае пылевой бури при больших скоростях ветра происходит механическое столкновение аэрозолей в атмосфере с почвой и растительностью. При этом происходит механическое дробление частиц почвы и растительности, турбулентное перемешивание, слипание аэрозолей и процесс распространения на очень большие расстояния, а также их взаимодействие с аэрозолем в атмосфере по пути распространения.

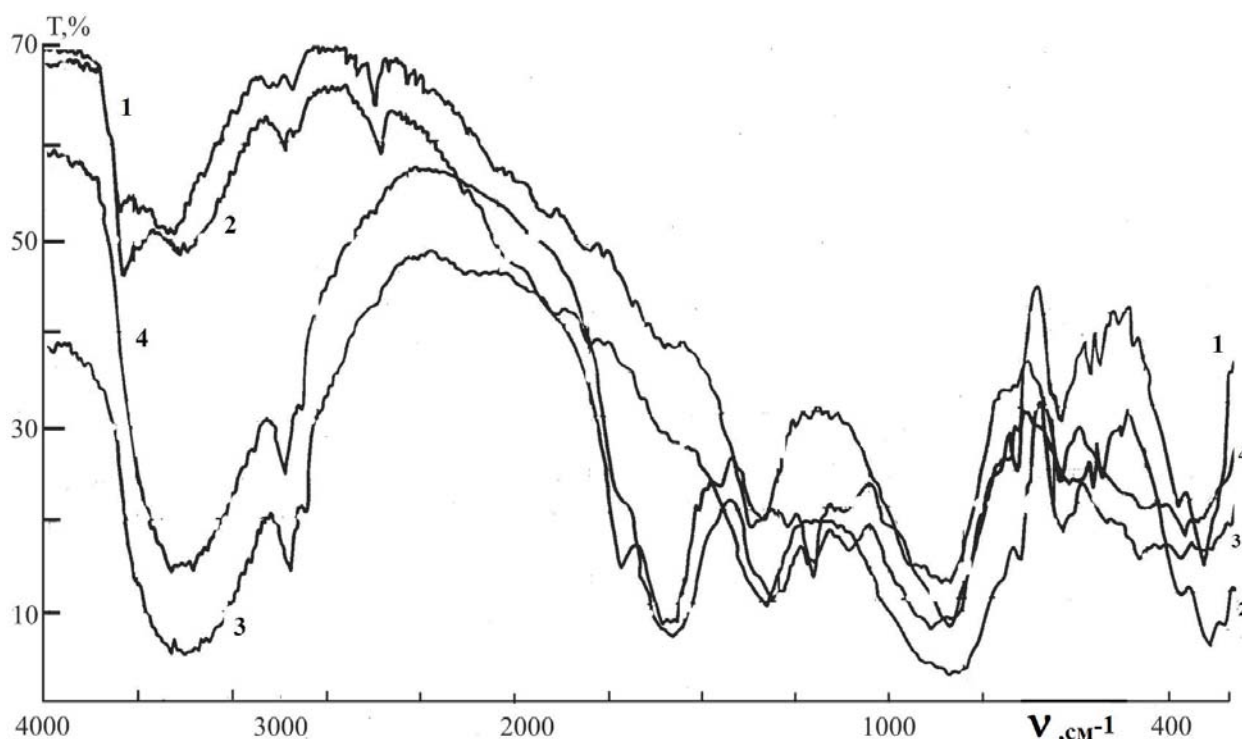


Рис.4.11. Инфракрасный спектр проб полученных методом таблетирования (на) в KBr - (1 - лесса; 2 - песчаник; 3 – листья; 4 - остаточные плоды и стебли растений).

Проведенные исследования в г. Душанбе по анализу ИК- спектров аэрозольных проб указывают на то, что аэрозоль является продуктом взаимодействия аэрозоля антропогенного происхождения и пылевой фракции аэрозоля переносимым во время “афганца”.

Таким образом, в целом процесс можно кратко описать следующим образом: процесс образования пылевого аэрозоля, дальний перенос, турбулентное перемешивание, конденсационная трансформация, антропогенное перемешивание, процессы осаждения, вымывания, вытеснения и старение при различных химических реакциях.

При образовании ПБ (ПМ) в регионах, в которых они распространяются, существенно изменяется экологическое состояние окружающей среды, которое может отражаться на здоровье людей. В результате естественного осаждения пылевых частиц происходит также существенное загрязнение водных сред региона. Это определяет интерес к созданию методов экспресс-анализа и дистанционного контроля атмосферы, а также определения наиболее вероятной местности образования ПБ (ПМ) и их природы [336].

Для создания теоретической модели процесса образования, распространения и зон осаждения ПБ (ПМ), изучения оптических, химических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля, и его влияния на экологию и температурный режим региона необходимо найти методы, которые быстро, достоверно, эффективно и с малыми затратами определили бы вероятность местности образования ПБ (ПМ).

В литературе описаны разные методы определения вероятных местности образования ПБ (ПМ) [14,81-84], однако многие из них требуют сложную, дорогостоящую аппаратуру. Поэтому поиск более доступных способов определения химических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля представляет большой научный и практический интерес.

С этой точки зрения были исследованы ИК – спектры почв вероятных зон образования ПБ (ПМ) с целью создания банка спектральных данных, так как их сравнительный анализ со спектрами осадков ПБ (ПМ) может позволить быстро, достоверно и с малыми затратами определить зоны образования ПБ (ПМ) .

Были исследованы пробы почв вероятных пустынных зон образования ПБ (ПМ) из южного региона Республики Таджикистана - в районах П. Айваджа, Шаартуза, Кабодиёна (белые и красные холмы), также из пустынной зоны Термеза, Республики Узбекистана. Перед записью ИК спектров все пробы тщательно очищались от сорняков. Для исключения вклада влаги на ИК спектры все пробы были высушены при одинаковых режимах.

На рис.4.12 (кривые 1-5) приведены ИК - спектры проб почвы из перечисленных пустынных зон.

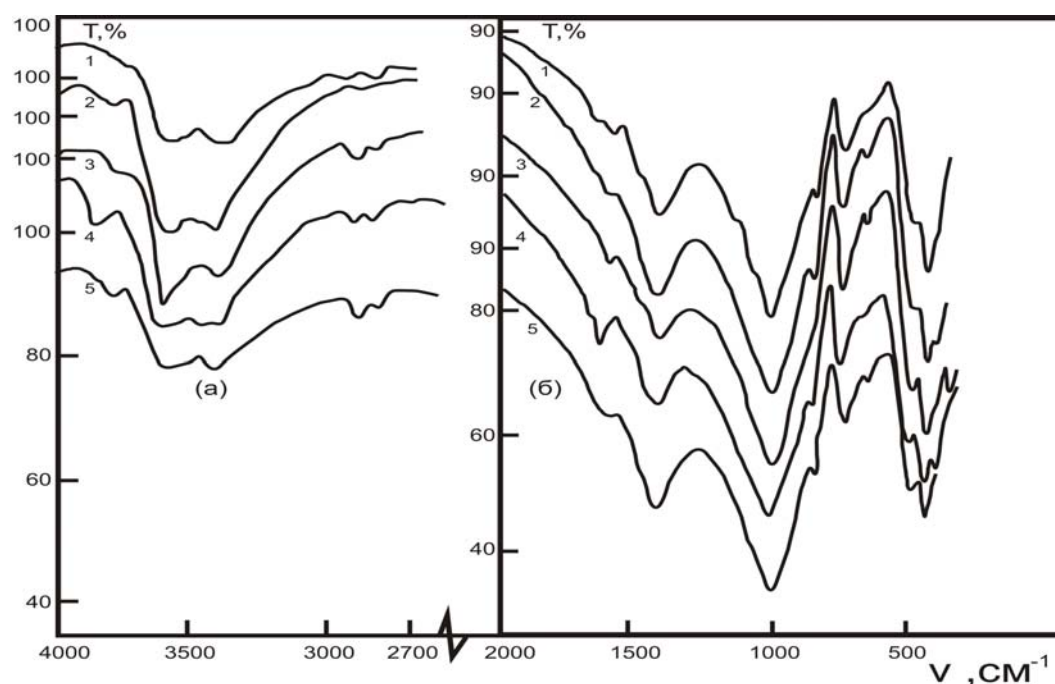


Рис.4.12. ИК - спектры проб почвы пустынных зон.

Как видно из рис.4.12 для ИК - спектров почв в области частот 4000 – 2700 см^{-1} характерна слабая по интенсивности дублетная полоса с частотами максимума ($\nu_{\text{мак.}}$) при 3600 и 3400 см^{-1} , отличающаяся друг от друга по соотношениям интенсивности. В низкочастотном крыле широкой дублетной полосы наблюдаются следы очень слабых полос с $\nu_{\text{мак.}}$ при 2930 и 2860 см^{-1} . В табл. 4.1. приведено положение $\nu_{\text{мак.}}$ наблюдаемых ИК – полос поглощения. Сравнительный анализ полученных спектров показывает, что спектры по интенсивности и форме почти совпадают, только для пробы почв из пустынной местности Кабодиёна (красные холмы, крив. 3) интенсивность полосы 3600 см^{-1} немного выше, чем у полосы 3400 см^{-1} , а для проб из белых холмов, (крив. 2), слабые полосы с $\nu_{\text{мак.}}$ при 2930 и 2860 см^{-1} не проявляются. Полоса с $\nu_{\text{мак.}}$ 3600 см^{-1} относится к свободным колебаниям, а полоса при 3400 см^{-1} к меж- и внутримолекулярным водородным связям ОН – групп. Очень слабые по интенсивности полосы с $\nu_{\text{мак.}}$ при 2935 и 2880 см^{-1} относятся к симметричным и антисимметричным колебаниям CH_2 – групп, характерных для органических соединений [276-278,283]. Для исследованных образцов почв в области частот 1800 – 400 см^{-1} наблюдается несколько полос различной формы и интенсивности с $\nu_{\text{мак.}}$, положение которых приведено в табл.4.1.

Таблица 4.1.

Положение $\nu_{\text{мак}}$ ИК полос поглощения почв

Пробы почвы					Осадка пыльной мглы
п. Айвадж	Кабадиён (холмы)		Шаартуз	Термез	Душанбе
	Белые	Красные			
3600 сл.	3600 сл.	3600 сл.	3600 сл.	3600 ср.	3580 с.
3400 сл.	3400 сл.	3400 сл.	3400 сл.	3430 ср.	3400 с.
2935 слд.	—	2935 слд.	2935 слд.	2910 сл.	2910 сл.
2880 слд.	—	2880 слд.	2880 слд.	2850 о.сл.	2850 о.сл.
2500 о.сл.	2500 о.сл.	2500 о.сл.	2500 о.сл.	2500 о.сл.	2500 о.сл.
1695 слд.	—	—	1695 слд.	—	—
1620 слд.	—	1620 слд.	1620 слд.	1625 о.сл.	1605 о.сл.
1420 с.	1420 с.	1420 ср.	1420 с.	1430 с.	1420 о. с.
1030 о.с.	1030 о.с.	1030 о.с.	1030 о.с.	1030 о.с.	1040 о. с.
860 слд.	860 слд.	—	860 слд.	875 слд.	910 сл.
780 сл.	780 сл.	780 ср.	780 сл.	770 сл.	807 ср.
525 слд.	525 слд.	525 слд.	535 слд.	525 о.сл.	730 о.сл.
465 с.	465 с.	465 с.	490 с.	470 ср.	570 сл.
—	—	—	440 слд.	—	500 сл.

Примечание: о.с.- очень сильные, с-сильные, ср-средний, сл.-слабый, о.сл.-очень слабый, слд.-следы.

Наблюдаемые ИК полосы поглощения с $\nu_{\text{мак}}$ при $1610 (\pm 10) \text{ см}^{-1}$ относятся к деформационным колебаниям ОН – групп, а полоса при 1420 см^{-1} - к деформационным колебаниям CH_2 и CH_3 – группе (табл.4.2.). Интенсивную полосу с $\nu_{\text{мак}}$ при $1030 (\pm 10) \text{ см}^{-1}$ приписывают к валентным колебаниям групп Si-O или к – C – C –, –C – O – C – группам органических соединений, входящих в состав почв. Полосу ИК - поглощения с $\nu_{\text{мак}}$ при 780 см^{-1} приписывают к деформационным

колебаниям ОН – групп, а полосы в области 520-400 см⁻¹ - к деформационным колебаниям Si-O [276-283].

Таблица 4.2.

Отнесение к типам колебаний

Область частот, см ⁻¹	Положение $\nu_{\text{макс}}$, см ⁻¹	Отнесение к типам колебаний
3900 – 3200	3880	свободным колебаниям водородной связи ОН – групп
	3600	свободным колебаниям водородной связи ОН – групп
	3400	внутримолекулярной водородной связи ОН – групп, валентным колебаниям ОН – групп
3050 – 2800	2970	симметричным колебаниям СН ₂ – групп органических соединений
	2860	антисимметричным колебаниям СН ₂ – групп органических соединений
1800-400	1610±10	деформационным колебаниям ОН – групп, валентным колебаниям связи С=О, карбонильной группе смоляных кислот
	1430	деформационным колебаниям СН ₂ и СН ₃ группе
	1115±10	колебаниям –С – С –, –С – О – С – группам органических соединений входящих в составе почв
	1030	NH ₄ (деф. СН ₂ и СН ₃); CO ₃ валентным колебаниям Si-O
	880	Характеристические полосы CO ₃
	780±10	деформационным колебаниям ОН – групп, NO ₃ ; Si-O; C-C; C – O – C
	635	Сульфат аммоний
	520	Деформационным колебаниям Si– O
	460	Si– O

Состав ПБ(ПМ) непосредственно связан с химическим составом почвы места происхождения, состав атмосферного аэрозоля в различных географических зонах обусловлен главным образом различием в его источников образования.

Следовательно, исследование состава почв вероятных зон происхождения и его сравнительный анализ с осадками ПБ (ПМ) позволяют определить вероятные места ее происхождения. Исходя из этого, были исследованы ИК – спектры осадков ПБ (ПМ), собранных в Шартузском районе и в г. Душанбе, у подножия

Гиссарского горного массива, где происходят основные осадки ПБ (ПМ). В общем исследовано 80 проб.

Для всех исследованных проб пыльных осадков в области частот 4000-2600 см^{-1} также характерна широкая дублетная полоса с $\nu_{\text{мак.}}$ при 3600 и 3400 см^{-1} . Наблюдаемые на низко частотном крыле спектров некоторых проб осадков слабые полосы с $\nu_{\text{мак.}}$ при 2935 и 2850 см^{-1} сливаются в единую, с $\nu_{\text{мак.}}$ при 2935 см^{-1} .

Можно констатировать, что создание банка спектральных данных ИК – спектров вероятных местностей образования ПБ (ПМ) и их сравнительный анализ со спектрами ПБ (ПМ) позволяют оперативно и с небольшими затратами определить источник образования ПБ (ПМ).

4.2. Определение оптических постоянных аэрозолей в ИК - области спектра методом отражения

Настоящий параграф посвящен определению оптических постоянных аэрозолей в ИК - области спектра методом отражения с использованием разработанной в [285] программы.

В [59] на примере порошков хлористого аммония и сульфата аммония показано, что методом отражения можно получить надежные значения обеих оптических постоянных – показателей поглощения $k(\nu)$ и преломления $n(\nu)$ в области интенсивных инфракрасных полос поглощения. Измеряются спектры инфракрасного отражения от поверхности таблетки и затем методом Крамерса–Кронига [59] или дисперсионного анализа [56] вычисляются спектры $k(\nu)$ и $n(\nu)$ в области достаточно интенсивных инфракрасных максимумов полос поглощения. Необходимое для “привязки” значение показателя преломления в видимой области n определялось иммерсионным методом [58]. Надежность этого метода подтверждается тем фактом, что для хлористого аммония идентичны спектры инфракрасного отражения, полученные тремя независимыми методами отражения от прессованной таблетки из порошка; отражением от монокристалла; расчетом по формуле Френеля из данных $n(\nu)$ и $k(\nu)$ полученных нами ранее из измерения пропускания тонкого слоя мелкодисперсного порошка NH_4Cl , осажденного на подложку в момент образования частиц из газовой фазы [59].

Разработанные в [61,62] методы неприменимы к природным аэрозолям, имеющим пылевидный характер или к образцам почв. Применение метода отражения от прессованной таблетки в этих случаях дает значительные погрешности. Причина в том, что в отличие от многих индивидуальных веществ, в том числе и от прессованных нами сульфата и хлорида аммония таблетки прессованных пылевидных аэрозолей или образцов почв не поддаются полировке. Поверхность же таблетки, полученная непосредственно при прессовании имеет недостаточно хорошее качество даже в том случае, если самым тщательным образом измельчать порошок в агатовой ступке и применять при прессовании тщательно отполированную поверхность металлического Пуансона. Это приводит к занижению измеряемого в инфракрасной области коэффициента отражения. Другая трудность возникает при определении эффективного “привязочного” значения $n(0)$ иммерсионным методом для пыли, состоящей из частиц разных сортов, особенно, для образцов почвы.

С использованием методик [56,59], получены спектры $R(\nu)$ методом Крамерса-Кронига и вычислены спектры $k(\nu)$ и $n(\nu)$ для двух пылевидных атмосферных аэрозолей, собранных в Таджикистане в пределах г. Душанбе и на обсерватории Санглок.

Для определения показателя преломления использовалась специально созданная гониоспектрофотометрическая установка на базе гониометра ГС-5. Установка позволяла определить значения n методом угла Брюстера с погрешностью ~ 0.02 даже для образцов, которые имели значительное рассеяние в видимой области.

Введение поправок на рассеяние в спектр инфракрасного отражения производилось на основе измеренных значений $n(0)$, дающих вклад электронной поляризуемой в дисперсию показателя преломления в инфракрасной области. Это позволяет определить значение показателя преломления на участках инфракрасного спектра, на которых полосы поглощения отсутствуют. Частотная зависимость поправки на рассеяние оценивалась из сравнения спектров отражения неполированных таблеток из прессованного порошка NaCl и KBr, относительно тщательно отполированных монокристаллических пластинок тех же веществ. Оказалось, что частотная зависимость поправки на рассеяние невелика, в той

области, где расположены интенсивные полосы исследуемых объектов, поправка почти не зависит от частоты. На рис. 4.13 - 4.14 приведены спектры $R(\nu)$, на рис. 4.15 (а, б) - вычисленные методом Крамерса-Кронига спектры обеих оптических постоянных.

Сравним использованную нами методику и полученные результаты с работой Фольца [62]. Ранее в работе [56] отмечалось, что методика Фольца имеет принципиальные недостатки. Во-первых, значения $k(\nu)$ Фольц находил методом пропускания таблетки, в которой малая навеска исследуемого вещества смешивалась с известным количеством KBr. Путем растирания невозможно получить размеры поглощающих частиц аэрозоля, удовлетворяющие условию $d \ll \lambda / 2\pi$, т.е. на результаты измерения ослабления влияет рассеяние, и значения $k(\nu)$ оказываются заниженными. Это четко видно из сравнения данных Фольца по спектру $k(\nu)$ сульфата аммония с данными [56] для монокристаллов. Значения $k(\nu)$ в интенсивных полосах у Фольца занижены по сравнению с [56] почти в 3 раза. Во-вторых, Фольц ничего не приводит о качестве поверхностей исследованных им таблеток и о введении поправок на рассеяние, так что спектры $R(\nu)$ также, по-видимому, содержат существенные систематические погрешности, обусловленные рассеянием на неидеальной шероховатой поверхности образца.

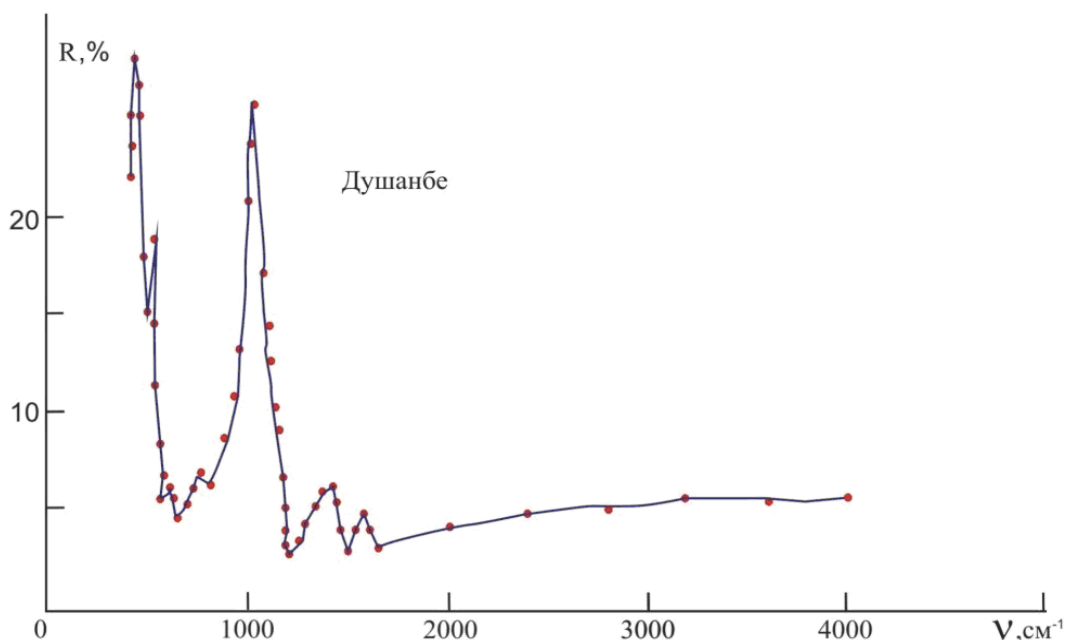


Рис.4.13. Спектр отражения $R(\nu)$ проб пылевого аэрозоля в ИК - области спектра, собранных в период пылевой мглы в г. Душанбе.

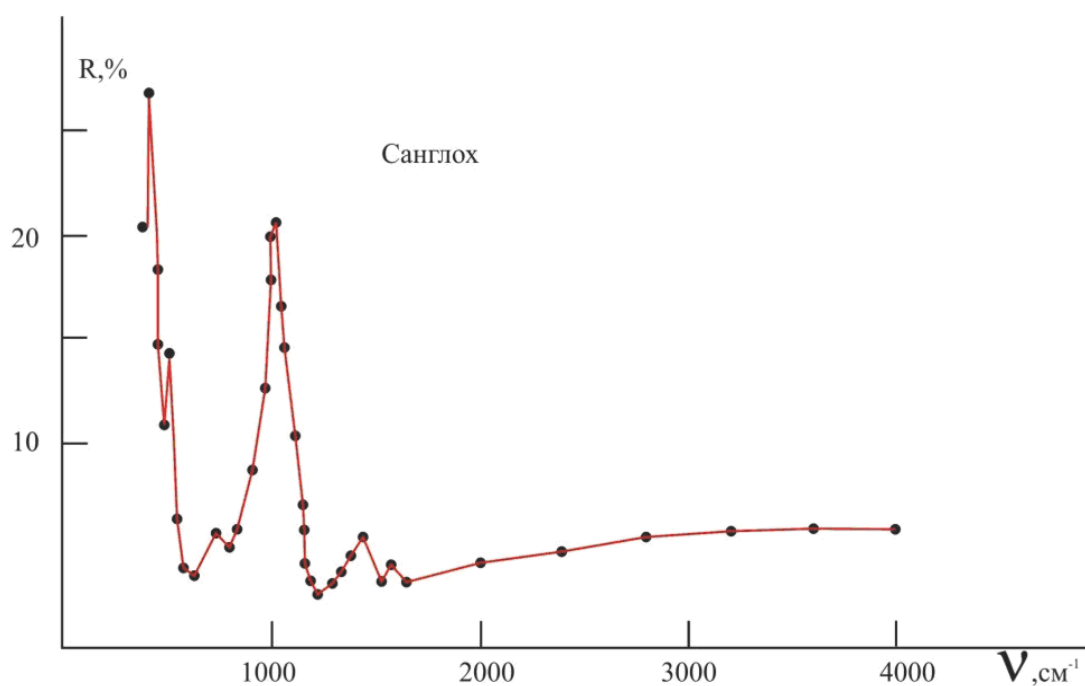


Рис.4.14. Спектр отражения $R(\nu)$ проб пылевого аэрозоля в ИК - области спектра, собранных в период пылевой мглы в окрестностях обсерватории Санглох.

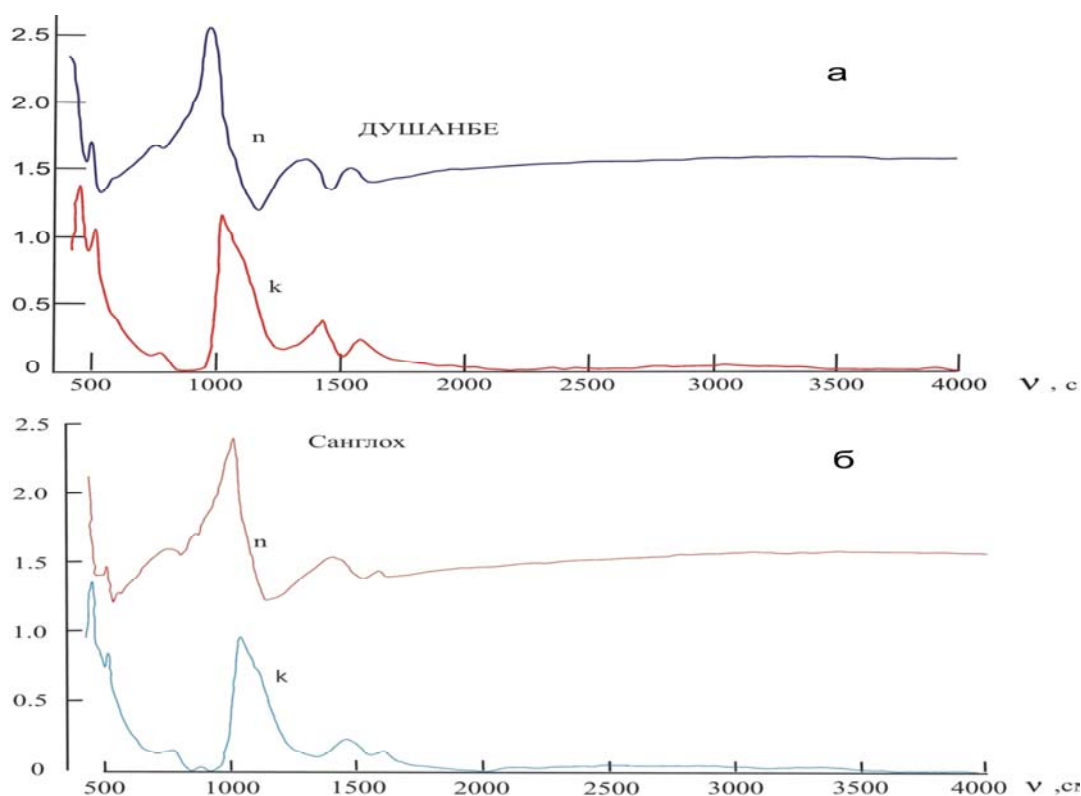


Рис.4.15. а - спектр оптических постоянных проб пылевого аэрозоля, вычисленных по методу Крамерса - Кронига (г. Душанбе). б - спектр оптических постоянных проб пылевого аэрозоля, вычисленных по методу Крамерса- Кронига (обсерватория Санглох)

Именно поэтому результаты Фольца для сульфата аммония явно не удовлетворяют соотношениям Крамерса-Кронига, что указывает на значительные ошибки в определенных Фольцем оптических постоянных.

Фольц не воспользовался методом Крамерса-Кронига или методом дисперсионного анализа для обработки спектров отражения, значения n вычислял по измеренным значениям R и k по формуле Френеля. Большие ошибки в значении $k(\nu)$ неизбежно приведут и к ошибкам $n(\nu)$.

Сравнивая результаты, полученные нами и Фольцем можно сделать следующий вывод: в работе Фольца для Сахарской пыли получены явно заниженные величины k , что обусловлено ошибкой методики. Значения k для нашего пылевидного аэрозоля получались больше чем у Фольца, но меньше чем для чистого SiO_2 . Возможно, это связано с присутствием других компонентов в пылевидном аэрозоле, собранном в Таджикистане. Сравнение и сопоставление результатов, полученных нами с работой [66], где определены оптические характеристики пылевых аэрозолей различных регионов СССР, дали удовлетворительные результаты.

4.3. Флуориметрические исследования аэрозолей

Это часть работы посвящена оценке возможности обнаружения источника образования пылевого аэрозоля методом лазерной флуориметрии; выявлению наличия флуоресцирующего органического вещества в пылевом аэрозоле; получению спектров флуоресценции растворенного органического вещества (РОВ) в составе частиц пылевого аэрозоля и сравнение их со спектрами флуоресценции РОВ природных вод. Для чего использован метод лазерной флуориметрии с калибровкой по спектру комбинационного рассеяния (КР) воды. Измерение спектров флуоресценции проводилось в лаборатории спектроскопии водных сред кафедры оптики и волновых процессов МГУ им. М. В. Ломоносова. Описание проб и методика проведения эксперимента изложены в разделе 2.6.

Для изучения возможности определения района, где происходит формирование облака пыльной бури, исследованы пробы почв из разных районов, расположенных по пути распространения бури. Результаты сравнены со спектрами пылевого аэрозоля, собранного во время пылевой бури. Как видно из спектра

(рис.4.17) максимум флуоресценции для всех проб находится в области 470 нм. Фактор флуоресценции определяется по формуле

$$\Phi = I_{FL} / I_{RS} \quad (4.1)$$

где, I_{FL} – интенсивность максимума флуоресценции, а I_{RS} – интенсивность комбинационного рассеяния воды.

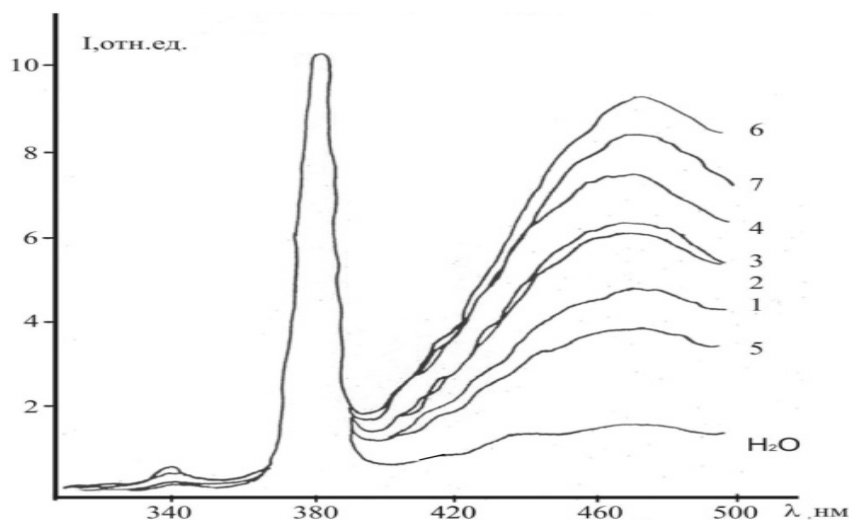


Рис. 4.17. Спектр флуоресценции проб почв (1-6) и проб пылевого аэрозоля (7) при одинаковых концентрациях (0.16 мг/мл H_2O).

На рис. 4.17 изображены спектры флуоресценции образцов РОВ, полученных растворением проб пылевого аэрозоля и проб почв в бидистиллированной воде при одинаковых концентрациях (0.16 мг/мл H_2O) твердой фракции проб. После приготовления раствора проб в воде по истечении 30 минут были записаны спектры флуоресценции. При этом содержание флуоресцирующей фракции (следовательно, и интенсивность флуоресценции) оказалось различным в зависимости от типа пробы. Оказалось, что интенсивность полосы комбинационного рассеяния воды (около 380 нм) для всех проб имеет одинаковую величину, интенсивности же флуоресценции в области 470 нм существенно отличаются друг от друга. Видно (рис.4.17), что наиболее близкими по интенсивности флуоресценции к пробе пылевого аэрозоля оказались пробы, собранные в пустыне Шаартуза (проба 4 и 6). Очевидно, что в пробах 4 и 6 содержание органических веществ близко к их содержанию в пробе аэрозоля. Это дает основание считать, что в состав аэрозоля пылевой бури 15 октября 1990 г. главный вклад вносился пустынным аэрозолем Шаартуза. Таким образом, метод

лазерной флуориметрии позволяет выделить наиболее вероятный источник пылевой бури (пылевой мглы). Для этого необходимо иметь пробы пылевых фракций почвы, собранные по пути распространения пыльной бури или пылевой мглы от реального источника до Душанбе.

Для проб пылевого аэрозоля и пылевой фракции проб почв фактор флуоресценции составляет 0.23-0.76, полуширина линии флуоресценции составляет 70-100 нм. При растворении проб пылевого аэрозоля и проб почвы в воде обнаружены флуоресцирующие РОВ (крив. 8 на рис. 4.18), причем их спектры флуоресценции по форме похожи на спектр флуоресценции РОВ природных вод [197-205]. Максимум флуоресценции природных вод находится в области 430-450 нм [197-205], а полученный нами с использованием лазерного флуориметра максимум флуоресценции РОВ проб пылевого аэрозоля и почвы расположен в области 450-470 нм.

Для выяснения концентрационной зависимости фактора флуоресценции и определения порога обнаружения пылевого аэрозоля флуоресцентным методом были измерены спектры флуоресценции пылевого аэрозоля в воде, полученные путем разбавления проб аэрозоля дистиллированной водой.

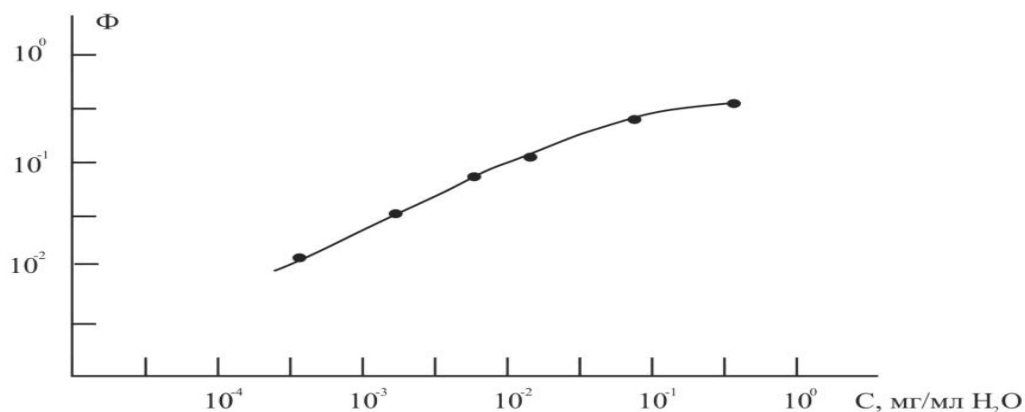


Рис. 4.18 Фактор флуоресценции при оценке порога обнаружения

Наши результаты показали, что минимальный уровень обнаружения пылевого аэрозоля в воде флуоресцентным методом составляет 1.2 мкг/мл H₂O при отношении сигнал/шум = 20. Зависимость фактора флуоресценции от концентрации частиц оказалась почти линейной (рис. 4.19).

На рис. 4.19а приведены спектры флуоресценции РОВ образцов, полученных растворением в воде пробы естественного пылевого аэрозоля, собранной при

пылевой буре 15 октября 1990 года (проба 7) при различных концентрациях частиц. Спектры флуоресценции проб РОВ почв (пробы №1-6) измерялись при различных концентрациях частиц пыли в воде (рис.4.19б). Результаты представлены также в табл.4.3.

Как отмечалось при естественном осаждении частиц пылевого аэрозоля на поверхность водоемов после ПБ(ПМ) происходит их загрязнение. Изучена динамика процесса растворения органических соединений пылевого аэрозоля (рис.4.20а). Для этого спектры флуоресценции РОВ изучавшейся пробы (проба 7) измерялись многократно, вплоть до достижения насыщения флуоресценции в течение 30 минут после приготовления. Установлено, что при попадании частиц пыли в воду вначале происходит резкое линейное возрастание, а в последующие 15 минут – более медленное нелинейное увеличение фактора флуоресценции с последующим достижением насыщения.

Таблица 4.3.

Сравнение факторов флуоресценции почвенного и пылевого аэрозоля в воде при различных концентрациях C [мг/мл].

C	1*	2	3	4	5	6	7
0.067	0.41	0.52	0.70	0.35	0.25	0.85	0.75
0.120	0.65	0.81	1.05	0.45	0.26	1.55	1.21
0.184	0.92	1.13	1.50	0.63	0.42	2.30	1.63
0.272	1.26	1.58	2.12	0.82	0.51	3.25	2.59
0.332	1.48	1.82	2.55	0.96	0.60	3.83	3.08
0.369	1.65	2.18	2.91	1.05	0.71	4.45	4.41

*- номера проб

Нелинейный ход зависимости Φ от времени ($t < 15$ минут) связан, по-видимому, с тем, что в данный момент времени в исследуемом объеме пробы происходит нелинейное межмолекулярное взаимодействие растворенного в воде вещества аэрозоля с молекулами воды при естественном диффузионном перемешивании.

Для оценки влияния вынужденного перемешивания проведены дополнительные эксперименты. Спектры флуоресценции РОВ измерялись при естественном осаждении в течение только восьми минут (крив. 1-7 на рис.4.20б),

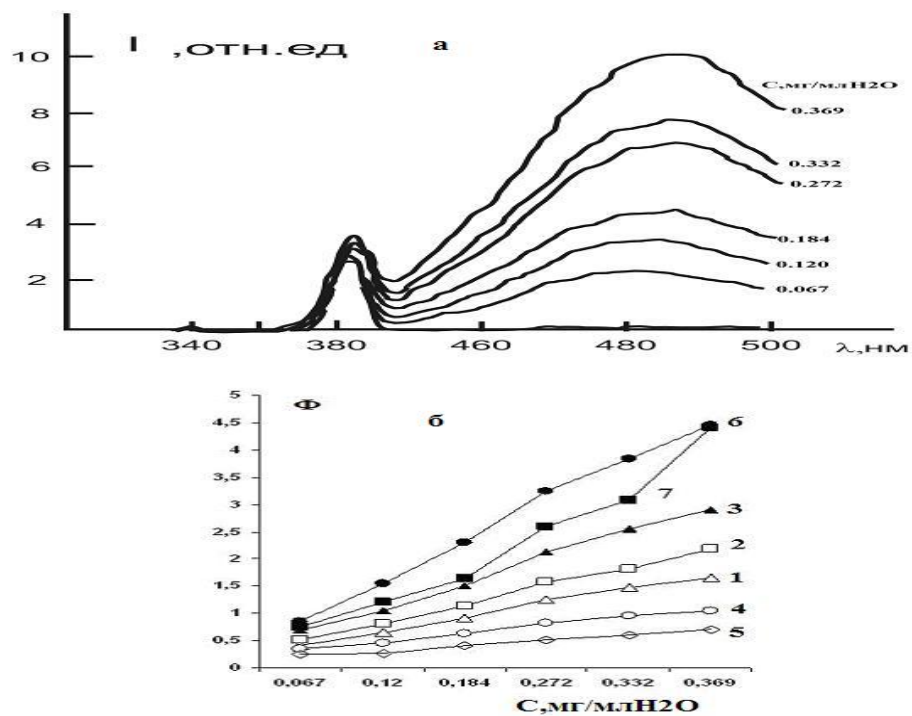


Рис. 4.19 а - Спектр флуоресценции РОВ естественного пылевого аэрозоля собранной в результате пылевой мглы 15 октября 1990 года при различных концентрациях, б - концентрационная зависимость фактора флуоресценции для всех проб(1-7).

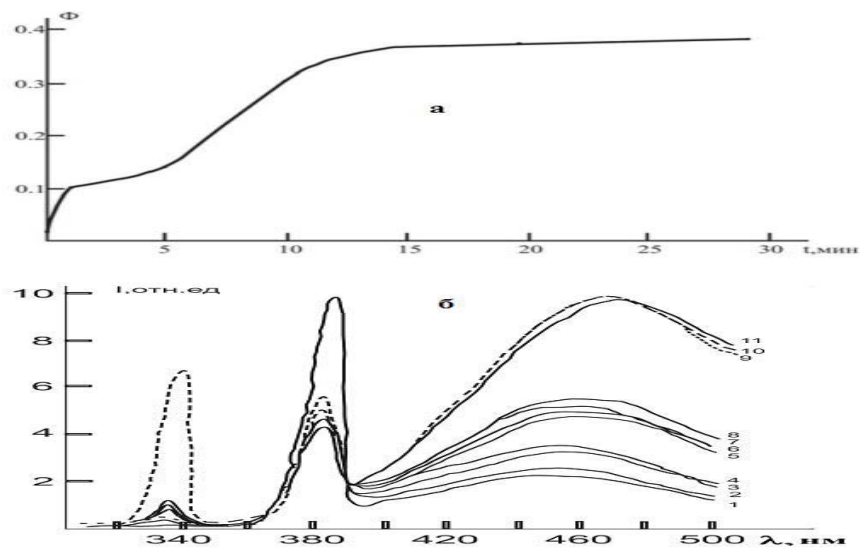


Рис.4.20 а - Динамика процесса растворения естественного пылевого аэрозоля в воде собранной в результате пылевой мглы 15 октября 1990 года, б- спектр флуоресценции РОВ естественного пылевого аэрозоля при естественном (1-8мин) и вынужденном растворении (9-11 мин).

затем производилось интенсивное перемешивание воды с пробой пылевого аэрозоля. При этом происходит резкое изменение картины спектра флуоресценции РОВ. Наблюдается резкое увеличение интенсивности флуоресценции РОВ в

области 420-500 нм и рэлеевского рассеяния вблизи 340 нм, а также спад интенсивности полосы комбинационного рассеяния воды при длине волны около 380 нм. Такое поведение может быть обусловлено повышением концентрации флуоресцирующих частиц в данный момент времени в исследуемом объеме, либо связано с вынужденным межмолекулярным взаимодействием молекул воды и частицы аэрозоля. Во втором случае происходит некоторое перераспределение энергии возбужденных состояний. При этом максимум флуоресценции сдвигается в длинноволновую область спектра. Нами исследованы также спектры флуоресценции (рис.4.21) твердой фракции проб пылевого аэрозоля, собранных на подложках из германия многокаскадным импактором, в период пылевой мглы 15 октября 1990 г (кривая 1), также проб атмосферного аэрозоля, собранных в окрестности г. Душанбе и распыленных в аэрозольной камере (кривая 2).

Во всех сериях измерений наблюдалась также флуоресценция твердых фракций проб аэрозолей. Результаты этих исследований показывают, что частицы аэрозоля флуоресцируют и в твердой фракции, следовательно, возможно проведение дистанционного флуориметрического измерения концентрации органических веществ в атмосфере [197-207].

Важными результатами экспериментальных исследований является: обнаружены флуоресцирующие органические соединения в пылевом аэрозоле и в пробах почв, собранных по пути распространения пылевых бурь; получены

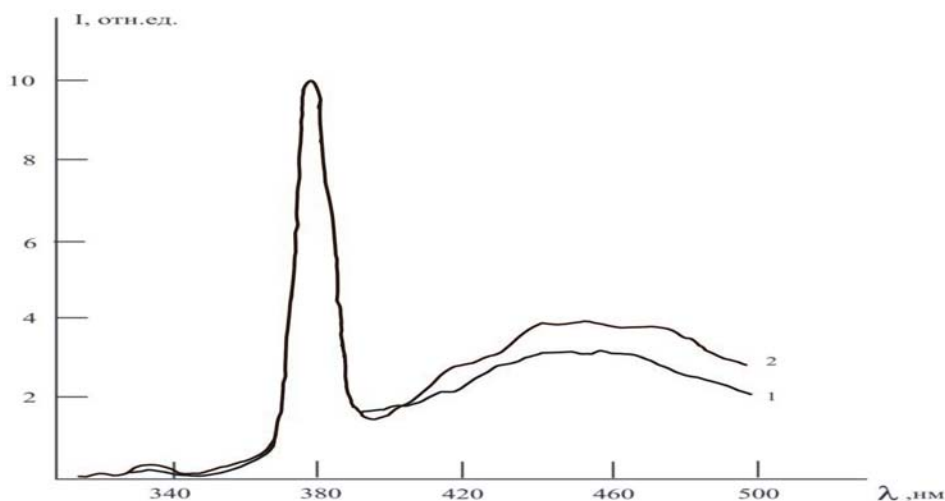


Рис. 4.21. Спектры флуоресценции проб: 1 - атмосферного аэрозоля; 2- проб пылевого аэрозоля полученные во время пылевой бури 15 октября 1990 года в г. Душанбе с использованием многокаскадного импактора.

спектры флуоресценции исследованных проб; изучен временной ход изменения флуоресценции при изучении динамики процесса растворения аэрозоля; полученные результаты показывают, что метод лазерной флуориметрии позволяет проводить экспресс-анализ загрязнения водных сред в период ПБ (ПМ) и идентифицировать наиболее вероятный по географии источник пылевой бури из нескольких возможных при наличии проб почв по пути распространения пылевой мглы [286-287].

4.4. Фотоакустические исследования аэрозолей

Одной из важных областей применения фотоакустического метода является исследование мелкозернистых сред - порошков. С переходом от однородных конденсированных сред к порошкообразным средам при ФА исследовании возникает ряд сложностей, связанных как с теоретическим описанием формирования ФА сигнала, так и с интерпретацией экспериментально полученных спектров. Порошкообразные вещества отличаются от сплошной среды тем, что состоят из двух фаз: твердых частиц различной геометрической формы и газа (пор), заполняющего промежутки между частицами. Поэтому основными физическими свойствами, которые отличают порошкообразную среду от сплошной твердой среды, являются как оптические, так и тепловые свойства исследуемого образца, а также геометрические размеры частиц и газа заполняющего промежутки между частицами. В формировании ФА сигнала, как показывает анализ теоретических и экспериментальных работ, приведенных в разделе 1.3, важную роль играет внутренний газ, адсорбированный в промежутках между зернами и порах образца, его вклад может быть различным в зависимости от оптических и теплофизических свойств исследуемого образца.

При теоретическом описании формирования ФА сигнала в порошках применяют результаты тех же теорий, что и при исследовании сплошных конденсированных сред (теории Розенцвейга - Гершо (РГ) и Макдональда - Ветсела (МВ)), с учетом особенностей мелкодисперсных сред. Наиболее полно теоретические вопросы формирования ФА сигнала в порошкообразных материалах были рассмотрены в [206-213].

В данном параграфе будут изложены результаты исследования фотоакустических спектров проб пылевого аэрозоля, отобранных в период

пылевой бури (пылевой мглы) на поверхность полиэтиленовой пленки, а также проб почв, собранных по пути распространения пылевой мглы на трассе от Шаартуза до Душанбе. Полученные фотоакустические спектры (в области 0.35-0.7мкм) пылевого аэрозоля и проб почв представлены на рис.4.22, пробы описаны в параграфе 3.1 настоящей работы. Как видно пробы 1 и 7 имеют почти одинаковый спектр поглощения, что интерпретируется идентичностью частиц в обоих пробах, размеры частиц $d > 10 \mu\text{м}$ и почти равные плотности заполнения.

Отличие спектров поглощения по амплитуде сигнала для других проб (2-5) по сравнению с вышеуказанным заключается в том что, по- видимому, они имеют диаметр $d > 100 \mu\text{м}$ и различную плотность заполнения, отличие расстояния между частицами приводит к изменению амплитуды сигнала. Наблюдается увеличение поглощения в коротковолновой области спектра.

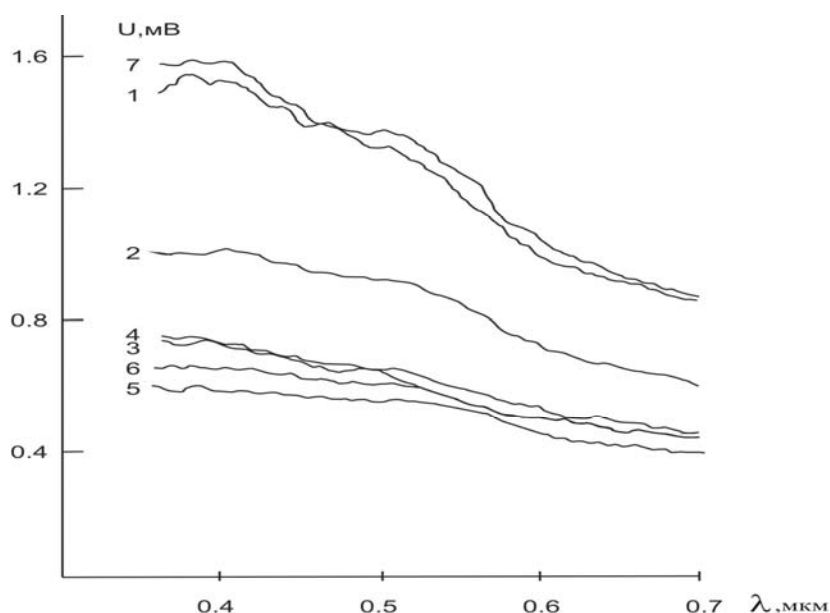


Рис. 4.22. Фотоакустический спектр пылевого аэрозоля и проб почв в области 0.35-0.70мкм (1-7 номера проб, описанных в разделе 2.11)

На рис.4.23 приведены спектры поглощения пылевого аэрозоля и проб почв в области 0.2-0.6 мкм.

Полученные фотоакустические спектры показывают, что спектральная зависимость коэффициента поглощения пылевого аэрозоля в УФ и видимой области спектра немонотонна. В области 0.5-0.6 мкм (рис.4.22) прослеживается ряд диффузных полос в виде устойчиво воспроизводящего максимума, в области 0.2-0.4 мкм (рис. 4.23 и 4.24) наблюдается полосатая структура.

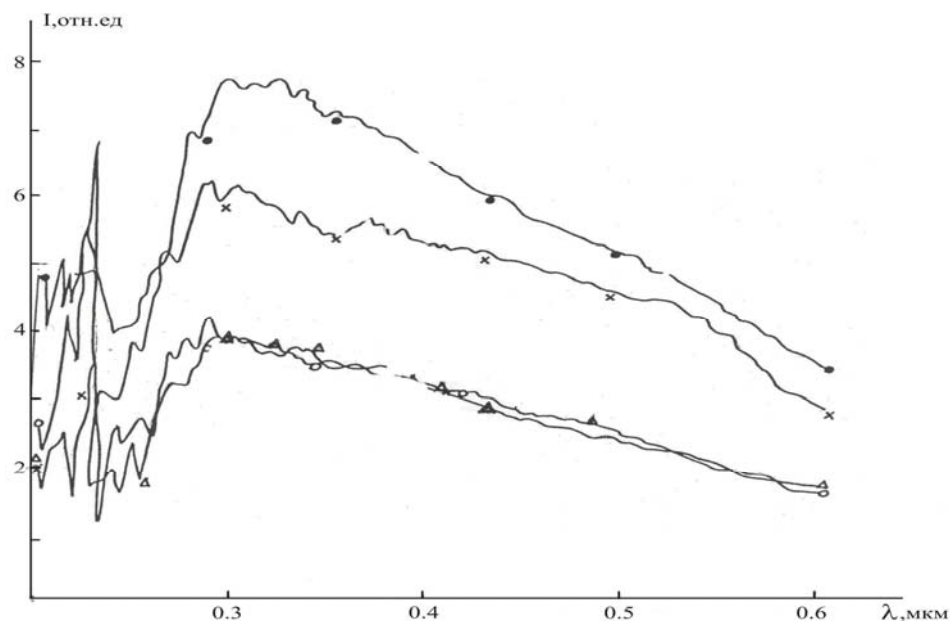


Рис.4.23. Фотоакустический спектр пылевого аэрозоля и проб почв в области 0.2-0.6мкм (1-7 номера проб, описанных в разделе 2.11)

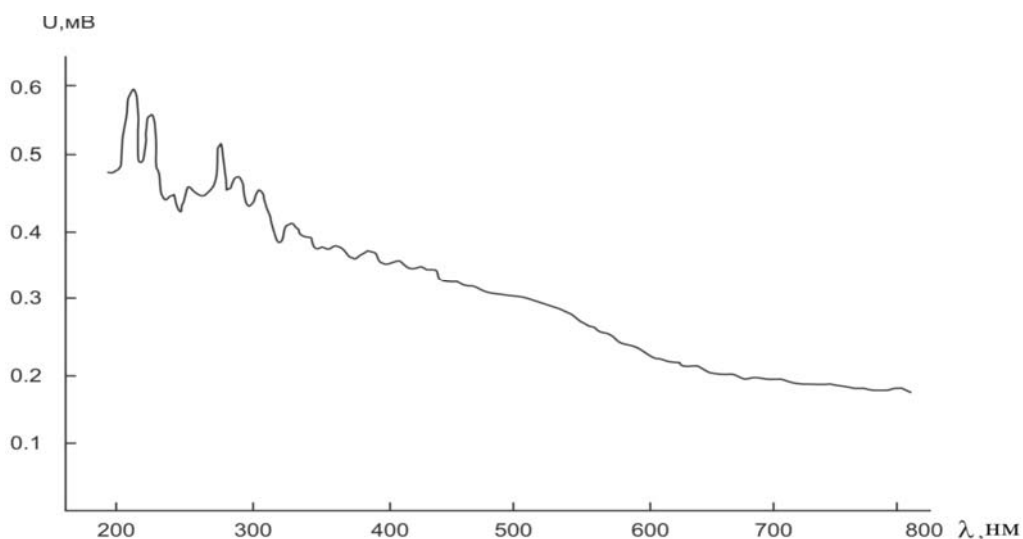


Рис. 4.24. Фотоакустический спектр пылевого аэрозоля в области 0.2-0.8мкм

Анализ полученных нами результатов по исследованию земных пылевых бурь в УФ, видимой и ИК - области спектра [84,196,219-220,281-283] температурных эффектов [83,268] и их сравнение с марсианскими пылевыми бурями [38] показывает идентичность природы веществ в рассматриваемых процессах а именно: заметный максимум экстинкции в области 0.22 мкм (рис.4.24); множество узких полос (диффузные полосы) в видимой области спектра; полосы поглощения при 3, 7 и 9.6 мкм; полосы излучения вблизи 11 и 18 мкм; наличие

температурных эффектов, приводящих к охлаждению приземного слоя планет в период пылевых бурь.

4.5. Исследование аэрозолей методом диффузного отражения

Атмосферный аэрозоль оказывает существенное влияние на перенос солнечного и теплового излучений в атмосфере. В последнее время резко повысился интерес к исследованию микрофизических, оптических и радиационных свойств сильно поглощающего аэрозоля типа пыли, различных дымов и сажи, для которых альбедо однократного рассеяния (вероятность выживания кванта) находится в интервале 0.2-0.9. Этот интерес определяется рядом задач теории климата Земли и планет и, в частности, проблемой исследования метеорологических и климатических эффектов, взрывов и пожаров.

Для исследования спектров диффузного отражения пылевого аэрозоля использован метод диффузного отражения, который широко применяется для исследования окрашенных светорассеивающих материалов. Собранные пробы пылевого аэрозоля в результате ПБ (ПМ) и проб пыли, собранных на поверхности Земли в местностях, где вероятность обогащения пылевой мглы велико, подвергались исследованию, указанным методом (пробы описаны в 3.1). Измерен коэффициент диффузного отражения проб пылевого аэрозоля и проб почв в “Спектротон”-е в видимой области спектра (0.38-0.72мкм) и представлен на рис.4.25.

При определении спектра поглощения вещества по его спектру отражения во многих случаях необходимо знать не абсолютное значение показателя, а величины, пропорциональны им, т.е. форму кривой поглощения. При этом нет необходимости знать функциональную зависимость коэффициента отражения от параметров слоя, достаточно найти такую функцию от коэффициента отражения, которая передавала бы лучше всего ход изменения показателя поглощения по спектру. Для получения количественных характеристик поглощения в пылевом аэрозоле и интерпретации процесса диффузного отражения, использована теория Кубелки-Мунка [65-68].

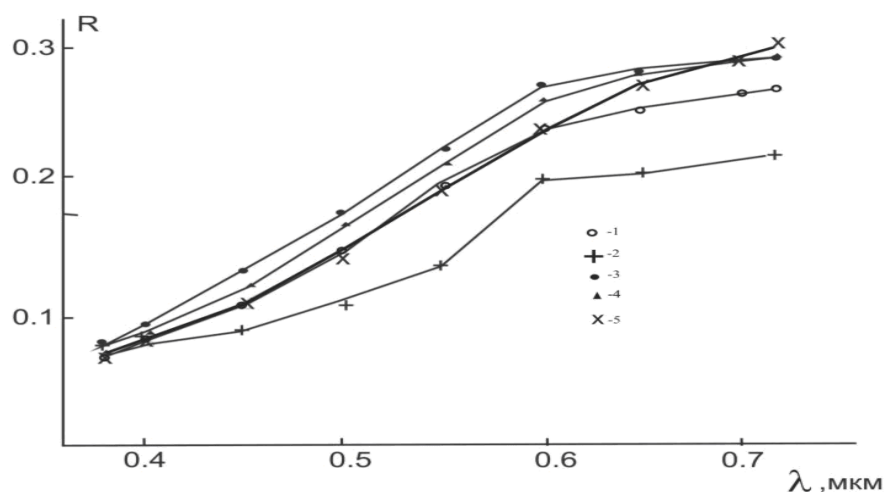


Рис.4.25. Спектры коэффициента диффузного отражения проб пылевого аэрозоля и проб почв в видимой области (0.38-0.73мкм) (1-5 номера проб описанные в 2.11)

Для всех проб было рассчитано удельное поглощение (т.е. отношение поглощения к рассеянию), которое связано с коэффициентом диффузного отражения для полубесконечного слоя образца (бесконечно толстого слоя):

$$F(r) = k^* / \sigma^* = (1-r)^2 / 2r \quad (4.2)$$

где $F(r)$ - функция Кубелки-Мунка; k^* , σ^* - соответственно коэффициенты поглощения и рассеяния, используемые в теории Кубелки-Мунка [68] и отличающиеся от соответствующих коэффициентов, используемых в законе Бугера-Ламберта:

$$\alpha = k \lambda / 4 \pi \quad (4.3)$$

α - мнимая часть показателя преломления, характеризующая поглощение вещества; k - коэффициент поглощения.

На рис.4.26 представлен спектр удельного поглощения пылевого аэрозоля и проб почв. Как видно из рис. 4.26, для всех проб отмечается увеличение поглощательной способности в коротковолновую область спектра и почти одинаковый вклад поглощения в длинноволновой области видимого диапазона спектра [288-289].

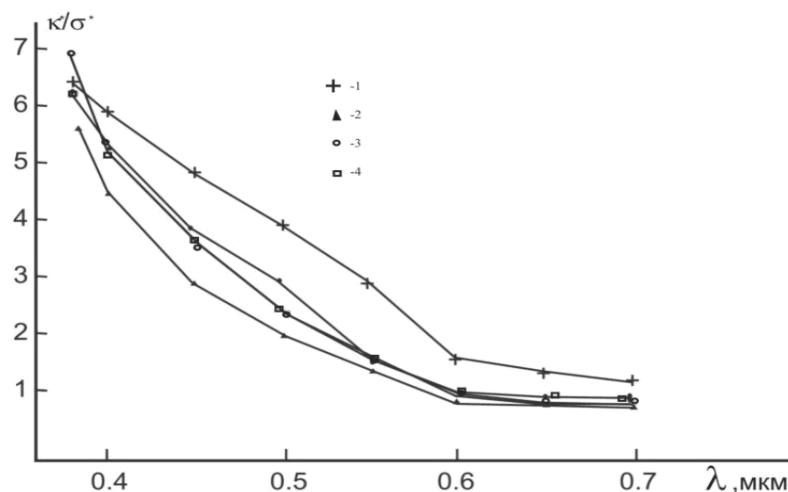


Рис.4.26. Спектры удельного поглощения проб пылевого аэрозоля и проб почв в видимой области (1-4 номера проб, описанные в 2.11)

В ряде работ исследована связь коэффициентов поглощения и рассеяния и показано, что с достаточной точностью можно считать [67]

$$k^* \equiv k, \quad \sigma^* = (3/8) \sigma \quad (4.4)$$

Измерение спектра удельного поглощения в видимой области позволяет перейти к альбедо однократного рассеяния, для полубесконечного слоя образца. Учитывая выражение (4.4) можно написать, что

$$\omega = (\sigma / (k + \sigma)) \equiv 1 / [1 + (3/8)(k^* / \sigma^*)] \quad (4.5)$$

Из рис.4.26 видно, что в начале спектральной области вклад поглощения для разных проб отличается, начиная с длины волны 0.46 мкм значения этих величин сравниваются и далее происходит спад до отношения 0.3 вблизи $\lambda = 0.70$ мкм. Значения альбедо однократного рассеяния для образцов пыли, рассчитанные по (4.5) изменяются в пределе $\omega = 0.32-0.76$ и соответствуют критерию глобального нагрева $\omega < 0.85$. Таким образом, при освещении слоя пыли в результате поглощения света происходит нагрев образца, вследствие теплопередачи часть энергии через поверхность передается приграничному слою газа, иначе происходит нагрев воздуха. Нами получены экспериментальные результаты для нескольких образцов пыли по трассе Шаартуз – Душанбе по пути распространения пылевой мглы. Полученные результаты полезны для изучения вопросов влияния пылевого аэрозоля и поверхности почв на перенос солнечного излучения в атмосфере. а также для решения задач теории климата Земли.

ГЛАВА V. ИССЛЕДОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ И МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИСТЕМ АЭРОНЕТ

5.1. Исследование корреляции температуры воздуха с оптической толщиной атмосферного аэрозоля

Исследование физических свойств и химического состава атмосферного аэрозоля позволяет прогнозировать глобальное изменение климата, имеющее опасные и долговременные экологические последствия [10,13-14,27]. Поэтому так важно систематическое и комплексное экспериментальное исследование характеристик аэрозольного загрязнения атмосферы [77-79].

Пылевая мгла, примерно на десятки дней ежегодно появляющаяся над территорией юга Таджикистана, является своеобразной уникальной природной лабораторией для изучения этих характеристик. В этой главе рассматривается явление вторжения пылевой мглы на территорию юга Таджикистана, через Термез - П. Айвадж, 23-25 августа 2010 года. Анализируется взаимосвязь между изменением дневной температуры и оптической толщиной аридного аэрозоля, полученная с помощью автоматической системы AERONET.

На рис.5.1а показано поведение АОТ $\tau(\lambda)$ за август, где обнаруживается пик соответствующий 23-25 августа (к сожалению, по техническим причинам другой пик, временной зависимости $\tau(\lambda)$, соответствующий началу августа не удалось зарегистрировать). Усредненные по каждому дню значения $\tau(\lambda)$ за этот же период приведены в табл.5.1. Временная зависимость изменения оптической плотности $\tau(\lambda)$ за 23-го августа изображена на рис.5.1.б, на рисунке виден ее значительный рост до значения 3.5 (при отсутствии «афганца» среднее значение $\tau(\lambda) \leq 0.5$). На рис.5.2.а приведены среднедневные значения температуры за август.

Сравнение рис.5.1а и данных табл. 5.1, с данными (рис.5.2а) показывают корреляцию между температурой и величиной АОТ $\tau(\lambda)$, а именно, нагрев приземного слоя при малых концентрациях аэрозоля. Наличие данных системы AERONET позволяет количественно определить корреляцию температуры приземного слоя и аэрозольной оптической толщины $\tau(\lambda)$. Чтобы визуализировать эту корреляцию надо отобразить на одном графике значения температуры и

относящиеся к тем же моментам времени измерения значения аэрозольной оптической толщины. На рис. 5.2б показана зависимость, при которой значения $\tau(\lambda)$ соответствуют длине волны $\lambda = 0.5 \mu\text{м}$. Видно, что зависимость имеет пологий максимум в области $\tau(\lambda) \leq 2.5$. Положение максимума, по-видимому, соответствует критическому значению концентрации аэрозоля, при которой происходит переход от парникового к антипарниковому аэрозольному эффекту.

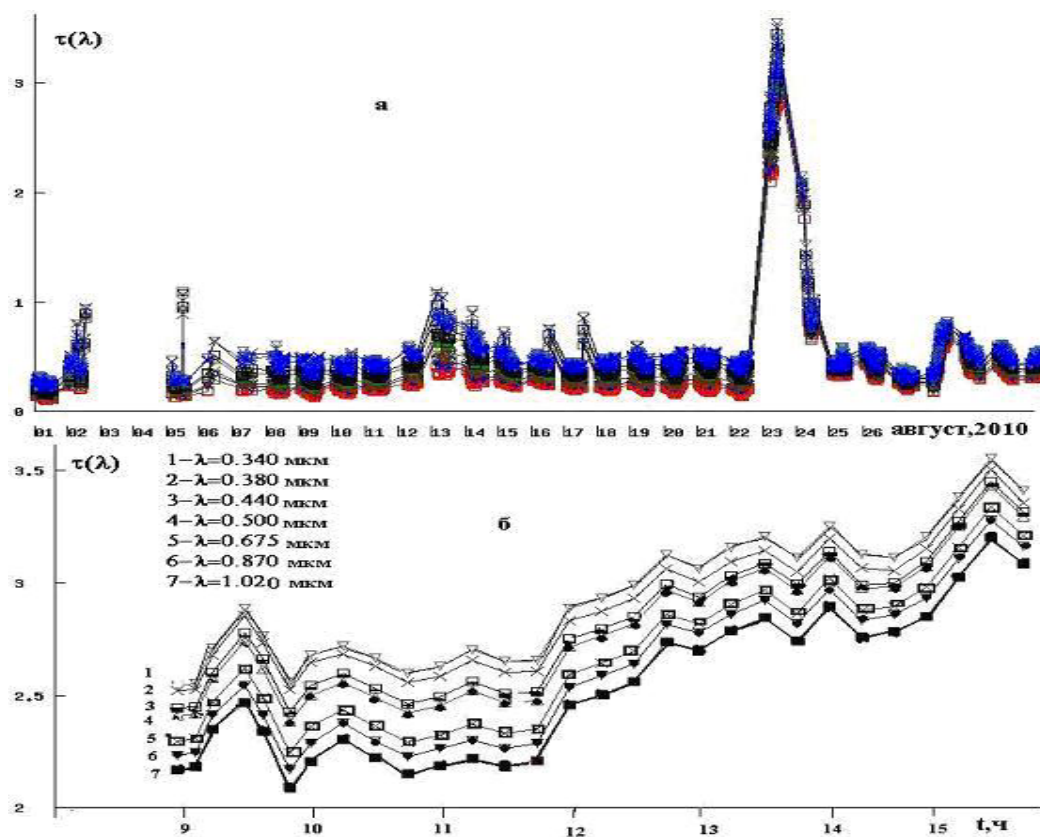


Рис. 5.1. Временная зависимость аэрозольной оптической толщины атмосферы при разных длинах волн: а- среднедневные значения за август 2010 г; б- изменение АОТ за 23 августа 2010 г.

Для выявления особенностей динамики аэрозольного температурного эффекта в приземном слое на рис.5.3а приведено изменение температуры воздуха в течение двух пыльных дней — $T_{\text{АЭ}}$ и за предыдущий ясный день — T_0 , когда «афганец» отсутствовал.

Результаты вычисления разницы температур $\Delta T = T_{\text{АЭ}} - T_0$ (рис.5.3б) для этих дней показали, что максимальное охлаждение воздуха составляет около 10 градусов и соответствует вечернему времени. До этого времени происходило сильное ослабление падающего солнечного излучения пылевым аэрозолем.

Таблица 5.1

Средние значения аэрозольной оптической толщины $\tau(\lambda)$ и температуры за август

2010 г.

Дни/ λ	$\tau(\lambda)$						Т,С
	340нм	440 нм	500 нм	675 нм	870 нм	1020 нм	
1	0.252	0.201	0.191	0.156	0.157	0.134	30.70
2	0.466	0.406	0.392	0.353	0.35	0.333	26.17
3	-	-	-	-	-	-	25.53
4	-	-	-	-	-	-	30.93
5	0.33	0.275	0.261	0.223	0.224	0.202	31.55
6	0.53	0.405	0.379	0.287	0.268	0.222	32.38
7	0.464	0.35	0.324	0.251	0.244	0.219	33.10
8	0.447	0.34	0.309	0.232	0.215	0.181	34.05
9	0.419	0.322	0.294	0.225	0.211	0.18	32.80
10	0.414	0.326	0.302	0.235	0.223	0.189	33.15
11	0.424	0.342	0.317	0.25	0.233	0.202	32.10
12	0.523	0.429	0.399	0.315	0.289	0.251	31.20
13	0.857	0.734	0.679	0.533	0.463	0.402	30.60
14	0.616	0.523	0.4	0.383	0.34	0.294	31.53
15	0.481	0.41	0.386	0.315	0.291	0.258	31.35
16	0.46	0.396	0.378	0.318	0.301	0.269	31.07
17	0.42	0.354	0.334	0.272	0.255	0.223	32.23
18	0.446	0.37	0.345	0.271	0.247	0.213	32.80
19	0.464	0.39	0.369	0.287	0.261	0.224	33.43
20	0.463	0.389	0.362	0.28	0.25	0.211	32.95
21	0.497	0.418	0.388	0.297	0.261	0.22	33.13
22	0.44	0.366	0.338	0.255	0.225	0.186	27.95
23	2.878	2.803	2.772	2.659	2.601	2.526	25.40
24	1.114	1.089	1.089	1.052	1.036	0.999	26.35
25	0.437	0.41	0.408	0.381	0.379	0.355	27.65
26	0.502	0.461	0.453	0.417	0.413	0.388	29.43
27	0.33	0.298	0.294	0.266	0.267	0.243	30.08
28	0.539	0.507	0.503	0.47	0.474	0.434	30.25
29	0.547	0.495	0.483	0.438	0.427	0.398	29.75
30	0.521	0.464	0.449	0.401	0.391	0.361	30.50
31	0.484	0.424	0.41	0.362	0.354	0.327	30.75

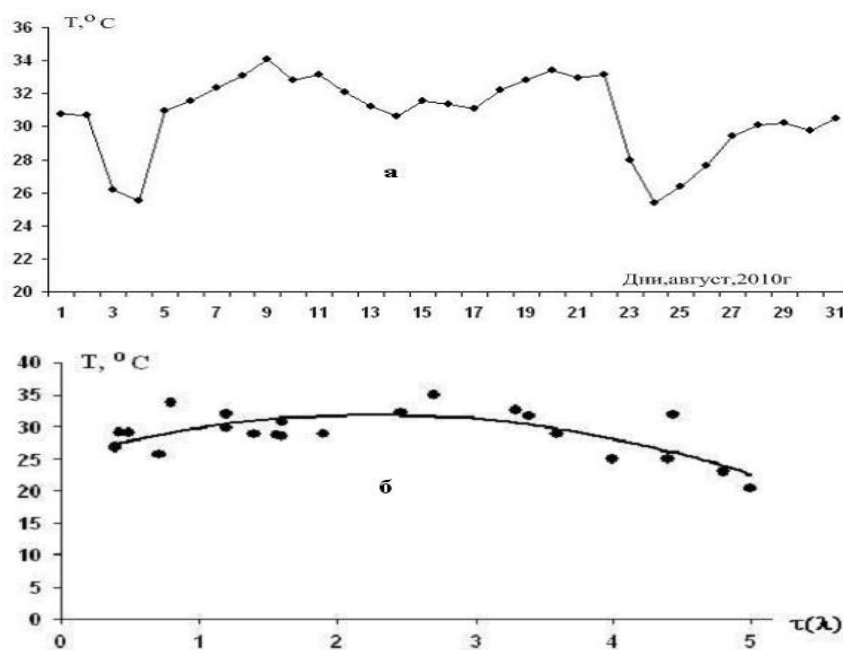


Рис. 5.2. а - среднедневная температура за август 2010 г; б-зависимость температуры приземного слоя от аэрозольной оптической толщины атмосферы на длине волны $\lambda = 0.50$ мкм согласно данным системы АЭРОНЕТ.

После прекращения сильного солнечного нагрева разница температур запыленного и чистого воздуха уменьшается за счет теплообмена между нагретыми частицами аэрозоля и воздухом и последующим переносом тепла в приповерхностные слои атмосферы.

Конвективный ночной перенос тепла от поверхности почвы замедляется пониженной температурой приповерхностного воздуха, возможно даже инверсионное запирание конвекции.

Радиационное ночное охлаждение почвы и приповерхностного слоя воздуха также тормозится экраном из запыленного и нагретого слоя атмосферы.

Известно, что аэрозоль более прозрачен в ИК - области спектра, чем в видимой, УФ и ближней ИК - области спектра. Для адекватной интерпретации изменения температуры приземного слоя воздуха необходимо знать значения величины $\tau(\lambda)$ в инфракрасной части спектра.

Сравнение данных показывает, что в период «афганца» отношения $\tau_{0.5} / \tau_{1.02} \sim 1.09$ довольно малы, в то время как в ясную погоду эта величина меняется в более широких пределах $1.097 \leq \tau_{0.5} / \tau_{1.02} \leq 1.7$. Отсюда следует, что

наличие аэрозольного слоя в атмосфере существенно увеличивает поглощение в ИК - области спектра.

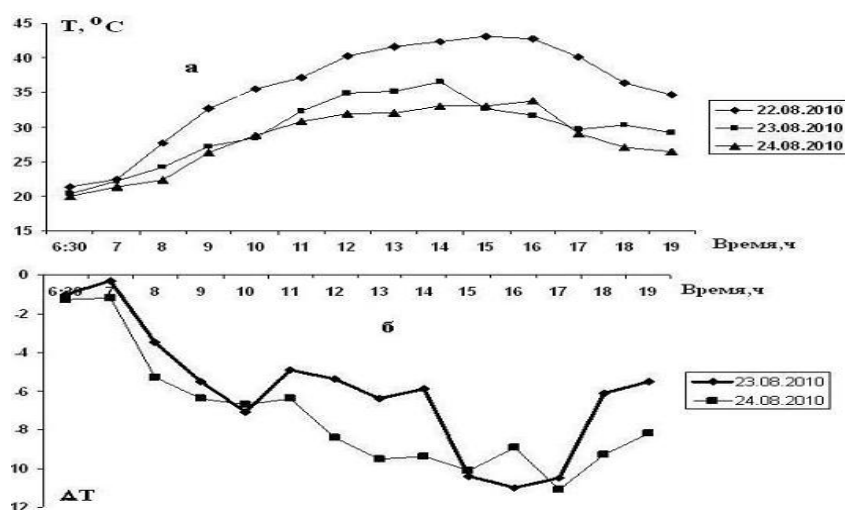


Рис.5.3. а - изменение температуры в ясный день (22.08.2010 г.) и в период пыльной мглы (23-24.08.2010 г.); б - разность температур дней с пыльной мглой и ясного дня.

Фактически этот слой превращается в своеобразный оптический экран в инфракрасной области прозрачности атмосферы (7-10 мкм), как для поступающего от Солнца светового потока, так и для теплового излучения поверхности Земли. В результате температура приповерхностного запыленного воздуха ночью оказывается выше, чем чистого [83,262,268]. Таким образом, за счет запирания конвективного и радиационного механизмов теплообмена при образовании сильно запыленного аэрозольного слоя температура приземного слоя атмосферы нелинейным образом зависит от концентрации частиц аэрозоля и их оптических свойств. В результате этого может проявиться как парниковый, так и антипарниковый эффект.

5.2. Исследование аэрозольной оптической толщины в ультрафиолетовой, видимой и ближней ИК – области спектра

В период с июля 2010 по декабрь 2013 годов проводились ежедневные измерения оптических и микрофизических характеристик атмосферного аэрозоля на станции Душанбе, которые представлены в табл. 5.2.

Как видно из данной таблицы, вторжение пылевой мглы происходило

18 (изменение оптической толщины $\tau=0.4-0.8$) и 22 июля ($\tau=0.3-1.1$), 23 августа ($\tau=2-3.5$), 5 сентября ($\tau=0.3-1.0$), 16 октября, ($\tau=0.25-1.25$)-17(0.12-1.0) 28 декабря 2010г (0.25-1.25), и 4 января 2011 года (0.25-1.25), 21 (0.2-2.5). В таблице также приведены дни с максимальной прозрачностью (изменение оптической толщины τ 0.025-0.48) и в обычные дни характерные для г. Душанбе, изменение оптической толщины $\tau = 0.22-0.68$).

Таблица 5.2.

Оптическая толщина для различных сценарий пыльной мглы.

Сценарии	Дни	$\tau (\lambda)$
ясно	10.07.2010	0.15-0.48
пыль	18.07.2010	0.4-0.8
пыль	22.07.2010	0.3-1.1
обычное	28.07.2010	0.3-0.6
обычное	29.07.2010	0.22-0.68
ясно	30.07.2010	0.11-0.5
пыль	23.08.2010	2-3.5
обычное	29.08.2010	0.3-0.65
пыль	05.09.2010	0.3-1.0
обычное	06.10.2010	0.12-0.6
ясно	09.10.2010	0.025-0.153
пыль	16.10.2010	0.25-1.25
пыль	17.10.2010	0.12-1.0
ясно	13.10.2010	0.08-0.25
ясно	25.10.2010	0.1-0.7
ясно	01.12.2010	0.10-0.53
пыль	28.12.2010	0.25-1.25
пыль	04.01.2011	0.25-1.25
пыль	21.01.2011	0.2-2.5

Как видно из рис. 5.4, вторжение пыльной мглы с оптической плотностью ($\tau < 3.5$) солнечный фотометр надежно регистрирует. К сожалению, при больших $\tau > 3.5$ измерения оптической толщины затруднено (в случае вторжения пыльной

мглы 2-4 августа 2010 г). Каждое вторжение пыльной мглы на территорию Таджикистана имеет свои особенности. Полученные нами значения оптической толщины незначительно больше, чем полученные авторами [290-300].

Спектральный ход даже для ясных дней отличается друг от друга: 08 июля наблюдается монотонный рост оптической толщины с утра до вечера, а для 1 августа с утра рост и падение в середине дня и затем рост до вечера. Для 9 ноября картина меняется следующим образом: с утра рост значения оптической толщины до середины дня, а затем монотонный спад до вечернего времени. Таким образом строго определенного дневного хода оптической толщины для г. Душанбе не существует, хотя с некоторым приближением можно сказать что дневной ход оптической толщины в случае ясного дня по сценарию 9 сентября преобладает. А в случае обычной атмосферы преобладает сценарий максимум оптической толщины в утренние часы и спад в середине дня с последующим ростом до вечернего времени. Спектральный ход оптической толщины для сценария пылевой мглы (23.08.2010 г) и обычной атмосферы, характерной для г. Душанбе (22.08.2010 г) приведены на рис. 5.4.

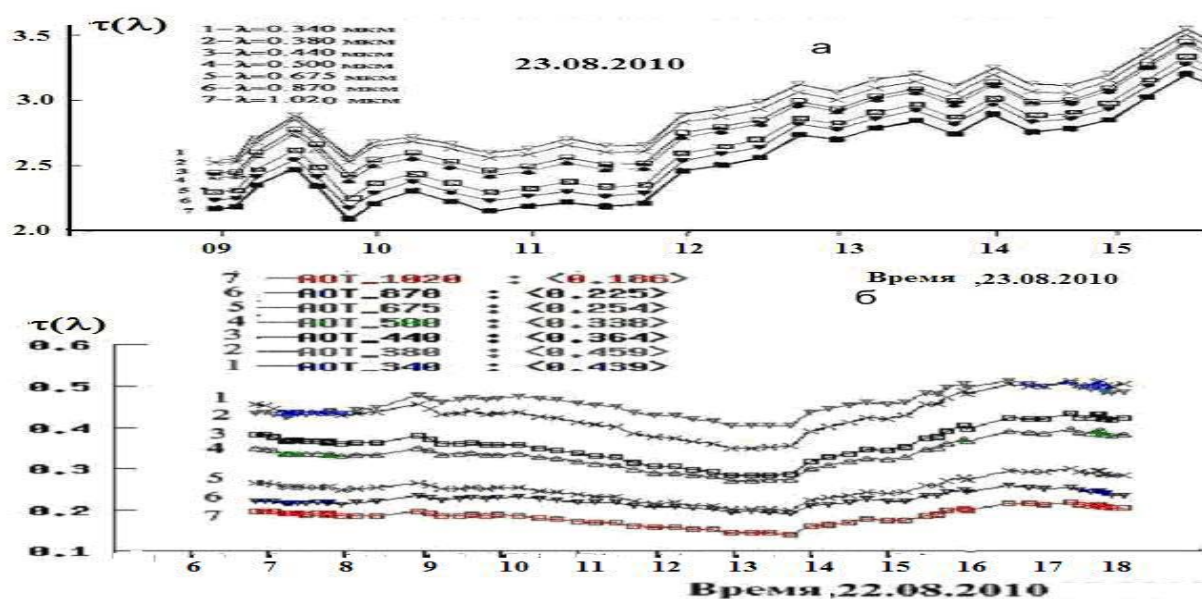


Рис.5.4. Спектральный ход оптической толщины для сценария пылевой мглы(23.08.2010) и обычной атмосферы, характерной для г. Душанбе (22.08. 2010г)

На рис.5.5 представлено спутниковое изображение полученное для станции AERONET г. Душанбе за 22.08.2010г (а) и 23.08.2010 г (б) по спутнику AQUA-

MODIS. Как видно из рисунка (б), пылевая мгла 23. 08. 2010 г охватывает площадь 110000 км² юга Таджикистана, Термеза и северного Афганистана.

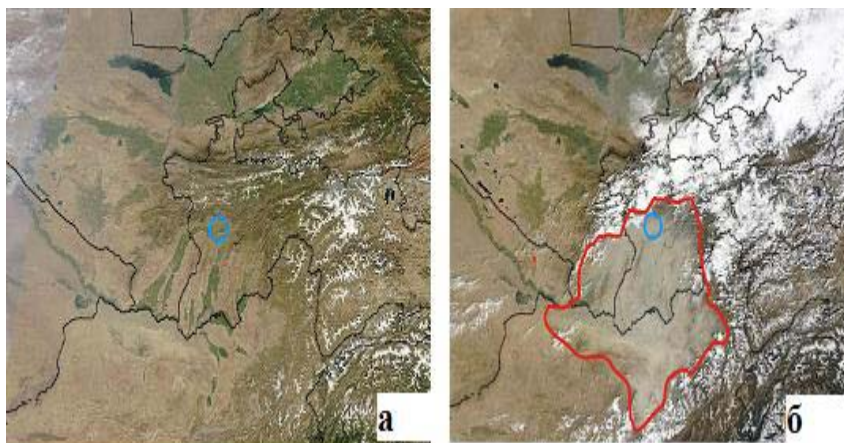


Рис. 5.5. Спутниковое изображение полученное для станции AERONET г.Душанбе по спутнику AQUA-MODIS за: а - 22.08. 2010 г; б - 23.08.2010 г

В дневном спектральном ходе оптической толщины в атмосфере г.Душанбе доминирует следующая картина: повышенное значение оптической толщины утром, падение в середине дня и затем рост вблизи вечера. Это свидетельствует о том, что атмосфера наиболее чисто в дневное время и в приближении к вечеру количество частиц в приземном слое увеличивается и происходит ночное накопление частиц. Этот факт наблюдался при проведении суточных измерений распределения частиц аэрозольным счетчиком частиц в области размеров 0.3-1.0 МКМ.

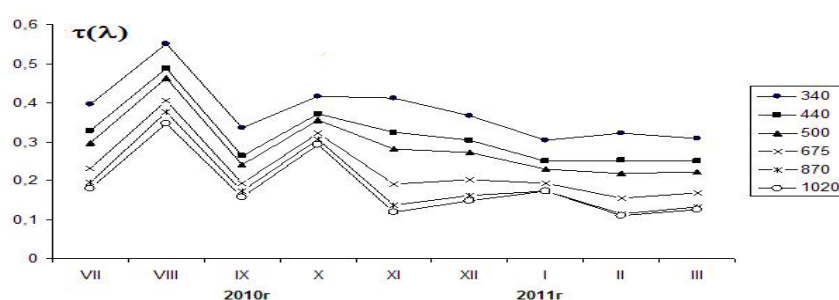


Рис.5.6. Среднемесячный ход изменения оптической толщины атмосферы на всех длинах волн.

Из всех проведенных измерений (9824) репрезентативным являются 5947 серий измерений. Данные принадлежат на самом высоком уровне достоверности (уровень 2, где исключено влияния облаков после калибров) на солнечном

фотометре СЕ-318. Среднемесячные изменения оптических толщин для всех длин волн приведены на рис.5.6.

Таблица 5.3.

Средние значения, максимальные, минимальные, среднеквадратические отклонения (СКО), коэффициент вариации оптической толщины в г. Душанбе.

2010 г (N=5947)					
λ	τ_{cp}	τ_{max}	τ_{min}	σ	V
0.34	0.385	3.489	0.046	0.243	0.628
0.44	0.32	3.445	0.037	0.231	0.717
0.5	0.296	3.419	0.035	0.225	0.759
0.675	0.243	3.331	0.024	0.215	0.886
0.87	0.217	3.261	0.018	0.211	0.971
1.02	0.197	3.19	0.016	0.206	1.044
лето (N=2490)					
0.34	0.431	3.489	0.135	0.276	0.641
0.44	0.365	3.444	0.106	0.275	0.752
0.5	0.343	3.419	0.101	0.273	0.795
0.675	0.293	3.331	0.084	0.267	0.911
0.87	0.272	3.261	0.085	0.261	0.959
1.02	0.247	3.191	0.056	0.257	1.041
осень (N=2841)					
0.34	0.347	1.789	0.046	0.203	0.585
0.44	0.284	1.764	0.037	0.185	0.652
0.5	0.259	1.753	0.035	0.177	0.685
0.675	0.207	1.721	0.024	0.168	0.811
0.87	0.181	1.695	0.018	0.164	0.908
1.02	0.165	1.666	0.016	0.162	0.982
зима (N=622)					
0.34	0.377	1.187	0.091	0.228	0.605
0.44	0.311	0.935	0.089	0.182	0.585
0.5	0.276	0.799	0.079	0.157	0.571
0.675	0.204	0.52	0.062	0.109	0.533
0.87	0.16	0.436	0.052	0.083	0.521
1.02	0.147	0.417	0.053	0.076	0.518

Как видно из рис.5.6 оптическая толщина увеличивается в сторону коротких длин волн, увеличение оптической толщины в августе связано с частым

вторжением пылевой мглы в атмосферу г. Душанбе. Далее наблюдается очищения атмосферы в сентябре, некоторое загрязнение в октябре и далее монотонное падение оптической толщины до марта.

В спектральном ходе оптических толщин атмосферного аэрозоля наблюдается его повышение в области коротких длин волн. Как видно из табл. 5.3. эта закономерность наблюдается во всех сезонах. В этой таблице приведены СКО и коэффициент вариации оптической толщины. Максимальное значение оптической толщины $\tau = 3.49$ соответствует вторжению пылевой мглы, происходящему в летний период.

Обобщенное представление о сезонной изменчивости оптической толщины дает рис.5.7. Из приведенных данных следует, что наиболее чистой по содержанию аэрозоля является атмосфера в зимне-весенний период, а лето-осень отличается максимальным замутнением и изменчивостью оптической толщины.

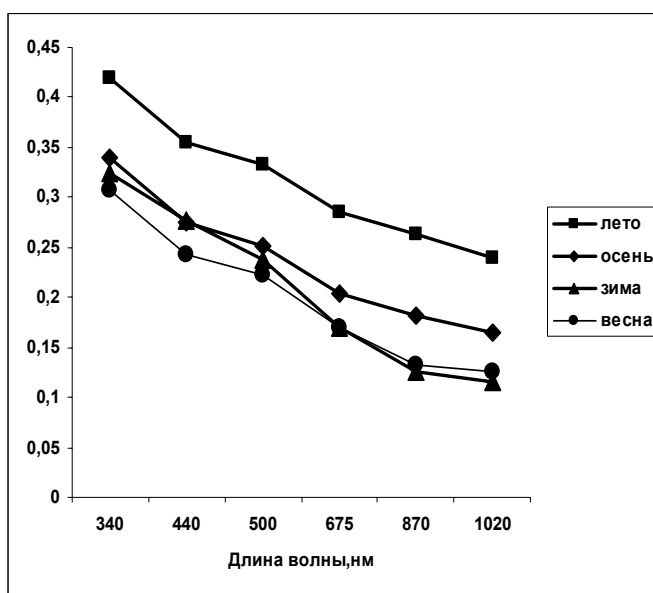


Рис. 5.7. Зависимости средние оптической толщины в разные сезоны в г. Душанбе.

На рис. 5.8 приведены среднемесячные значения метеорологических параметров атмосферы.

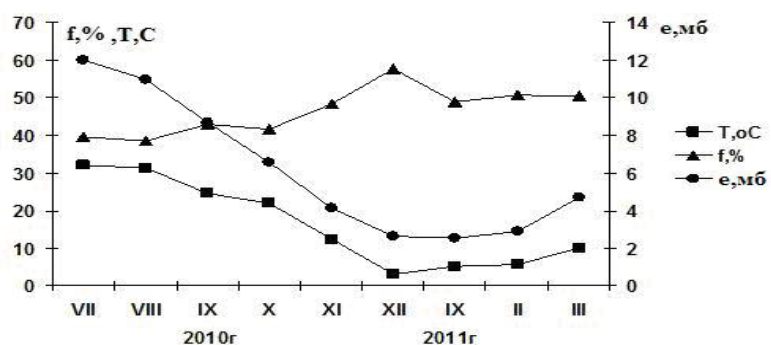


Рис.5.8. Среднемесячные значения метеорологических параметров атмосферы.

Из сравнения рис.5.7 с рис.5.8 можно установить высокую корреляцию между оптической толщиной и температурой, а также упругостью водяного пара.

Максимальные повторяемости τ расположены в области 0.2-0.5 (рис. 5.9). Для ближней инфракрасной области (БИК) характерно $\tau=0.2$, для видимой области (ВО) $\tau=0.3$ и в ультрафиолетовой области (УФ) $\tau=0.4$.

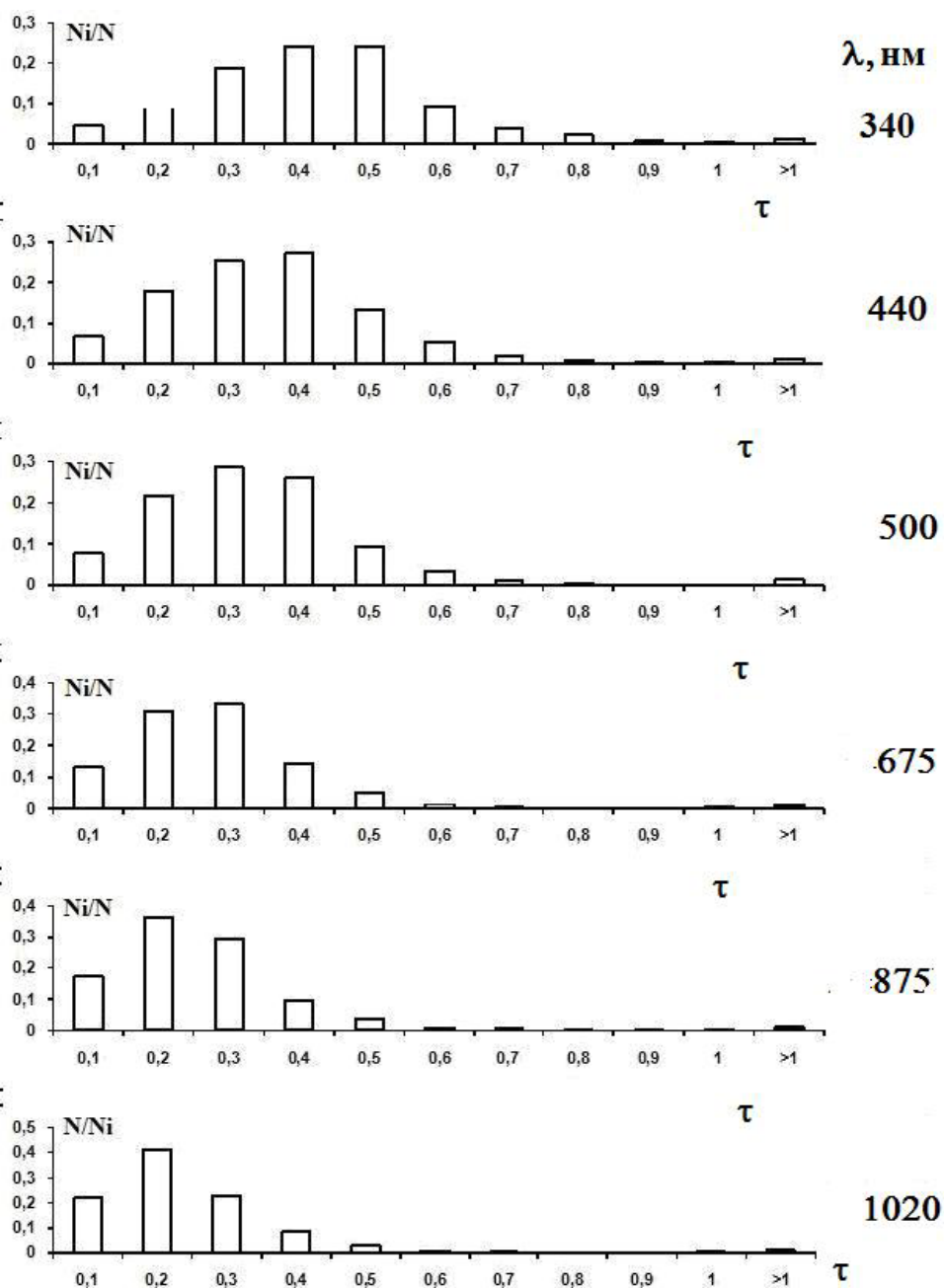


Рис. 5.9. Гистограмма повторяемости τ для всех длин волн.

5.3. Определение содержания водяного пара и параметра Ангстрема в аэрозолях

Известно, что водяной пар — является основным компонентом парниковых газов. Вместе с тем водяной пар участвует и во множестве других процессов, что делает его роль далеко неоднозначной в разных физических условиях. Прежде всего, при испарении с поверхности Земли и дальнейшей конденсации в атмосфере, в нижние слои атмосферы (тропосферу) благодаря конвекции переносится до 40% от всего тепла, поступающего в атмосферу. Благодаря этому, при испарении

водяной пар несколько понижает температуру поверхности. Но выделившееся в результате конденсации в атмосфере тепло идет на ее разогрев и в дальнейшем на разогрев самой поверхности Земли. После конденсации водяного пара образуются водяные капельки, либо кристаллики льда, которые интенсивно участвуют в процессах рассеяния солнечного света, отражая часть солнечной энергии назад в космос [34-39].

Известно, что при увеличении температуры увеличивается и испарение водяного пара и на каждые 10°C возможное содержание водяного пара в воздухе почти удваивается. Например, при 0°C давление насыщенного пара составляет около 6 мб, при $+10^{\circ}\text{C}$ – 12 мб, а при $+20^{\circ}\text{C}$ – 23 мб [34-39]. Для выбранных точек по Таджикистану (г. Душанбе, г. Курган-Тюбе), Узбекистану (г. Термез), и в Туркменистане (ст. Байрамали и ст. Репетек) были рассчитаны среднемесячные значения водяного пара в период с 2005-2010 гг. Рассчитанные значения для г. Душанбе представлены в табл. 5.4. Содержание водяного пара сильно зависит от температуры и при её понижении играет двоякую роль: во-первых; понижается сам парниковый эффект водяного пара, во-вторых; благодаря конденсации водяного пара, происходит торможение понижения температуры за счет выделения конденсационного тепла, с другой стороны после конденсации увеличивается отражение солнечной энергии, как самой атмосферы (рассеяние на капельках и кристаллах льда), так и поверхности (выпадение снега), что дополнительно понижает температуру [34-39].

На рис.5.10 (а, б) представлено изменение содержания водяного пара в атмосфере г. Душанбе при обычной ситуации (22. 08. 2010г.) и при пылевой мгле (23. 08. 2010 г.).

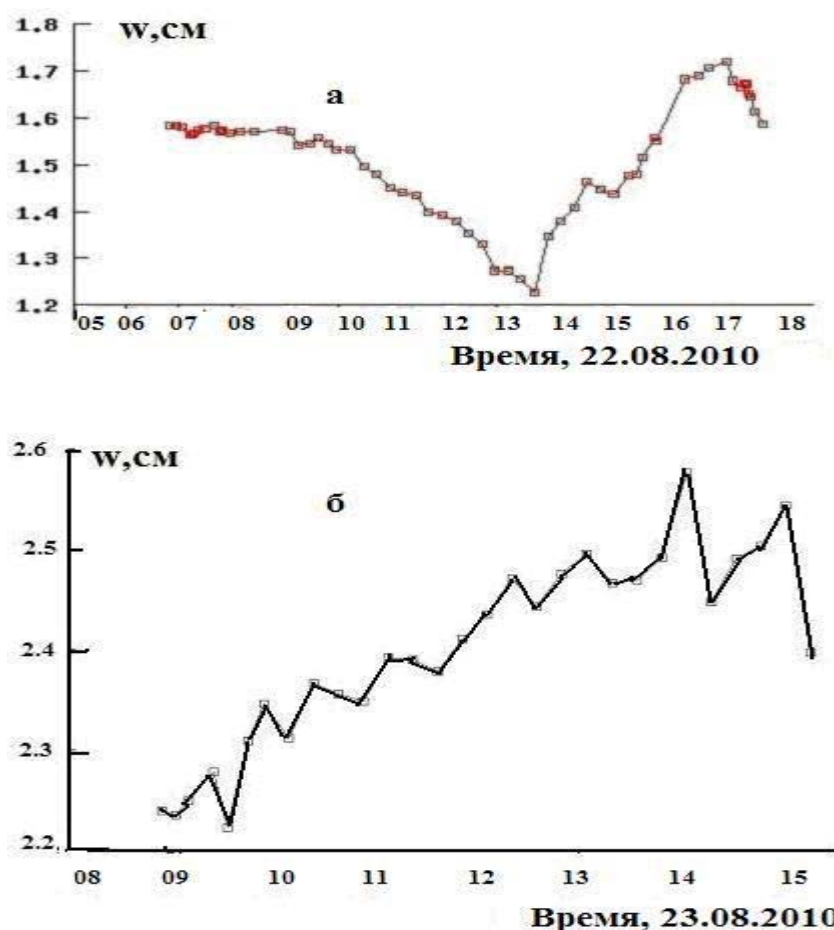


Рис. 5.10.Изменение содержания водяного пара в атмосфере г. Душанбе: а - при обычной ситуации (22. 08. 2010 г.); б - при пылевой мгле (23. 08. 2010 г).

Как видно из рисунка, в обычной атмосфере предел содержания водяного пара составляет 1.2-1.7 см, тогда как пылевая мгла увеличивает содержания водяного пара в пределах 2.2-2.58 см, то есть на 50-80%.

В табл. 5.5 представлена оптическая толщина и содержание водяного пара для различных сценариев пылевой мглы. Из таблицы видно, что во всех сценариях при пылевой мгле происходит рост содержания водяного пара в атмосфере, а при повышении температуры содержание водяного пара в атмосфере растет, его парниковый эффект увеличивается, что усиливает первоначальное повышение температуры. В принципе, растет и облачность (больше водяного пара попадает в относительно холодные области), однако крайне слабо – порядка 0.4% на градус потепления, что не может сильно повлиять на рост отражения солнечной энергии [34-39].

Таблица 5.4

Среднемесячное значение содержания водяного пара в атмосфере в г. Душанбе ($\text{г}/\text{см}^2$).

Душанбе	2005	2006	2007	2008	2009	2010
I		0.93	0.92	0.7	1.03	1.23
II		1.19	1.16	0.87	1.07	1.26
III	2.31	1.32	1.32	1.42	1.48	1.68
IV	1.62	1.52	1.92	1.84	1.71	2.07
V	1.90	2.43	2.19	2.2	2.14	2.59
VI	2.53	2.53	2.51	2.46	2.27	2.83
VII	2.55	2.36	2.36	2.53	2.41	2.87
VIII	2.30	2.28	2.08	2.41	2.6	2.74
IX	2.05	1.85	1.8	1.98	2.05	2.12
X	1.50	1.77	1.21	1.64	1.35	1.76
XI	1.16	1.44	1.23	1.24	1.36	1.24
XII	0.95	1.04	1.03	1.06	1.23	1.24

Гистограмма повторяемости влагосодержания атмосферы приведена на рис.5. 11

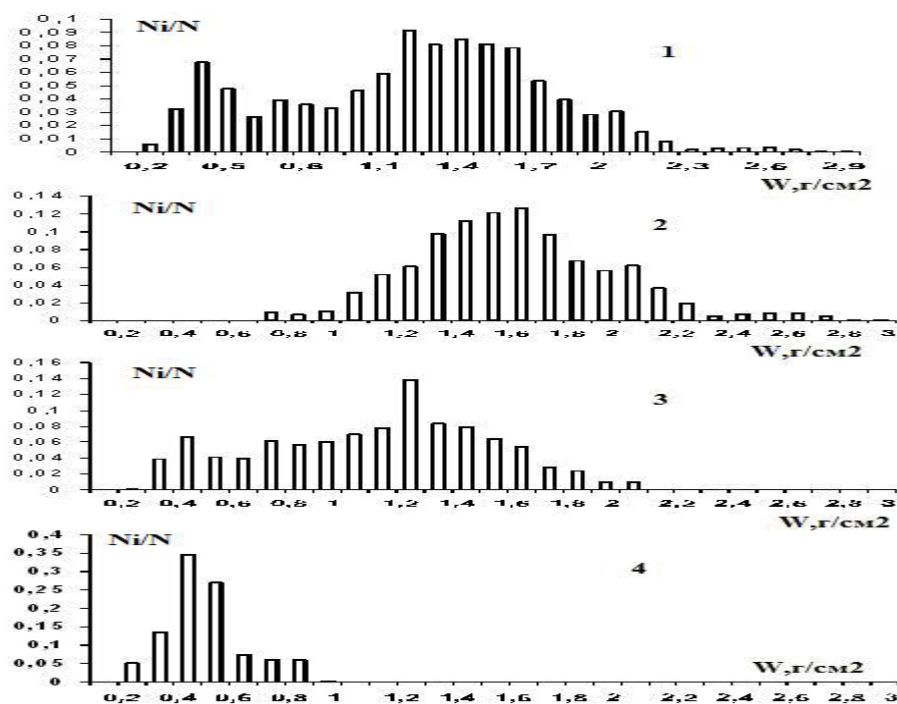


Рис. 5.11. Гистограмма повторяемости влагосодержания: 1- период 2010 г; 2 - лето; 3 -осень; 4 - зима.

Таблица 5.5

Оптическая толщина и содержания водяного пара для различных сценарий пыльной мглы

Сценарии	Дни	$\tau(\lambda)$	W
ясно	10.07.2010	0.15-0.48	1.6-2.1
пыль	18.07.2010	0.4-0.8	1.7-2.5
пыль	22.07.2010	0.3-1.1	1.85-2.5
обычное	28.07.2010	0.3-0.6	1.8-2.0
обычное	29.07.2010	0.22-0.68	1.7-2.12
ясно	30.07.2010	0.11-0.5	1.7-2.15
пыль	23.08.2010	2-3.5	2.22-2.52
обычное	29.08.2010	0.3-0.65	0.92-1.3
пыль	05.09.2010	0.3-1.0	1.32-1.7
обычное	06.10.2010	0.12-0.6	1.17-1.26
ясно	09.10.2010	0.025-0.153	0.403-0.47
пыль	16.10.2010	0.25-1.25	1.02-1.09
пыль	17.10.2010	0.12-1.0	0.7-1.02
ясно	13.10.2010	0.08-0.25	0.53-0.72
обычное	25.10.2010	0.1-0.7	0.33-0.42
ясно	01.12.2010	0.10-0.53	0.445-0.49
пыль	28.12.2010	0.25-1.25	0.41-0.46

Распределение влагосодержания на гистограмме имеет бимодальный характер на весь сезон наблюдения (1) с максимумами около 0.4 и 1.4 г/см². Летний период (2) имеет одномодальное распределение с максимумом около 1.6 г/см², что свидетельствует о преобладании сухой погоды с высоким значением влагосодержания, осенний период (3) имеет бимодальное распределение с максимумами в области 0.4 и 1.4 г/см², что означает некоторый сдвиг к влажной погоде, хотя в этот период как видно из гистограммы, доминирует сухая погода. В зимней гистограмме явно прослеживается влажная погода, что указывает на низкие значения влагосодержания водяного пара в атмосфере.

Определение параметра Ангстрема. Параметр Ангстрема определяется по формуле:

$$\alpha = -\ln(\tau_{\lambda} / \tau_{\lambda_0}) / \ln(\lambda / \lambda_0)$$

где $\lambda_0=0.55\mu\text{м}$. Экспоненциальная функция Ангстрема описывает зависимость аэрозольной оптической толщины от длины волны излучения. Параметр Ангстрема часто используется как качественный указатель размера частицы аэрозоля. Его значение с величинами больше, чем 2 указывает на небольшие частицы, связанные побочными продуктами горения, а величины менее чем 1 указывает на наличие крупных частиц, подобно соли и пыли. Для ясных дней параметр Ангстрема изменяется в пределах $\alpha(\lambda) = 0.5 - 1.4$. Для характерных дней г.Душанбе эти значения находятся в области $\alpha(\lambda) = 0.2 - 0.8$. В дни с вторжением пыльной мглы значения параметра Ангстрема находятся в области $\alpha(\lambda) = 0.075 - 0.17$, т.е. относительно ясного дня в 7-8 раз меньше (табл.5.6).

При вторжении пыльной мглы значение параметра Ангстрема приближается к нулю, так как в этом случае преобладают крупные частицы. Полученные нами результаты согласуются с результатами работ для Сахарской пыли [296] и Индии [297]. На рис.5.13 (а,б) представлены результаты измерения параметра Ангстрема в атмосфере г.Душанбе при обычной ситуации (22.08.2010 г.) и при пылевой мгле (23.08.2010 г.).

В обычные дни изменение параметра Ангстрема находится в области 0.6-0.88, это свидетельствует о преобладании в атмосфере субмикронных частиц. При вторжении пыльной мглы, в частности 23.08.2010 г. изменение параметра Ангстрема находится в области 0.07-0.17, что означает вторжение крупнодисперсных частиц в атмосферу.

Гистограмма повторяемости $\alpha(\lambda)$ свидетельствует о его значениях в области 0.1-1, с максимумом около $\alpha(\lambda) \approx 0.7$ в исследуемом периоде 2010 г (1).

Гистограмма повторяемости $\alpha(\lambda)$ в летный период имеет бимодальный вид с максимумами при $\alpha(\lambda) \approx 0.5$ и $\alpha(\lambda) \approx 1.3$ в интервале 0.2-1.5, где преобладают крупнодисперсные частицы (2), связанные с частым вторжением пылевой мглы в этот период. Такая картина прослеживается и в гистограмме осеннего периода (3) и

только лишь в гистограмме зимы (4) видно увеличение субмикронной фракции аэрозоля. Это означает, что даже зимой атмосфера г. Душанбе не очищается от крупнодисперсных частиц.

Таблица 5.6.

Оптическая толщина и параметр Ангстрема для различных сценарий пыльной мглы.

сценарии	Дни	$\tau(\lambda)$	$\alpha(\lambda)$
ясно	10.07.2010	0.15-0.48	0.5-1.0
пыль	18.07.2010	0.4-0.8	0.2-0.4
пыль	22.07.2010	0.3-1.1	0-0.6
обычное	28.07.2010	0.3-0.6	0.24-0.4
обычное	29.07.2010	0.22-0.68	0.23-0.65
ясно	30.07.2010	0.11-0.5	0.4-0.83
пыль	23.08.2010	2-3.5	0.07-0.17
обычное	29.08.2010	0.3-0.65	0.2-0.32
пыль	05.09.2010	0.3-1.0	0.18-0.5
обычное	06.10.2010	0.12-0.6	0.7-1.3
ясно	09.10.2010	0.025-0.153	0.45-0.92
пыль	16.10.2010	0.25-1.25	1.4-1.46
пыль	17.10.2010	0.12-1.0	1.38-1.46
ясно	13.10.2010	0.08-0.25	1.13-1.32
ясно	25.10.2010	0.1-0.7	0.81-1.18
ясно	01.12.2010	0.10-0.53	0.32-0.92
пыль	28.12.2010	0.25-1.25	1.2-1.4
пыль	04.01.2011	0.25-1.25	0.75-0.98
пыль	21.01.2011	0.2-2.5	0.2-1.4

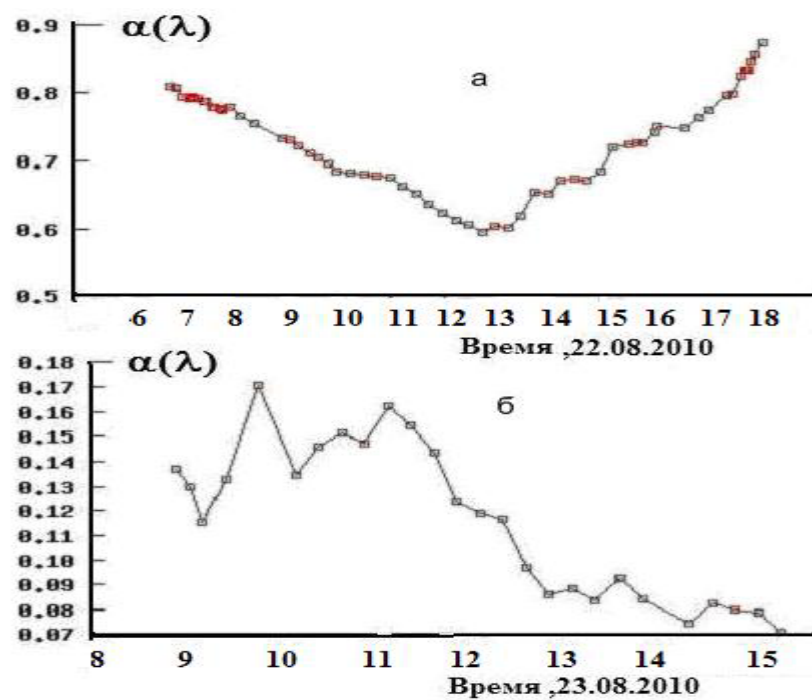


Рис. 5.13. Изменение параметра Ангстрема в атмосфере г. Душанбе: а - при обычной ситуации (22.08.2010 г.) и б- при пылевой мгле (23.08.2010 г.).

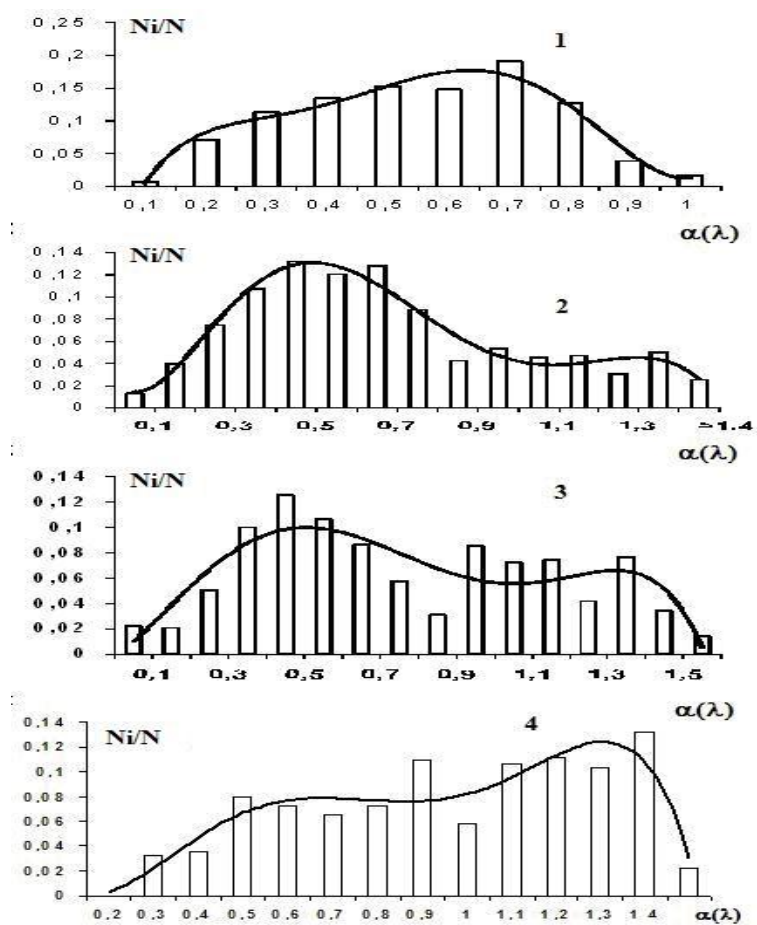


Рис. 5.14. Гистограмма повторяемости $\alpha(\lambda)$ для всех сезонов

5.5. Исследование изменения приведенных АОТ основных мод и субмикронных фракций мод

На рис. 5.15 (а и б) приведены изменение оптической толщины субмикронной и крупнодисперсной фракции в атмосфере г. Душанбе, при обычной ситуации (22.08.2010 г.) и при пылевой мгле (23.08.2010 г.). При обычной атмосфере среднее значение оптических толщин субмикронной и крупнодисперсной фракции равны между собой. В случае пылевой мглы оптическая толщина крупнодисперсной фракции ≈ 5 раз больше, чем оптическая толщина субмикронной фракции и её вклад составляет 80%.

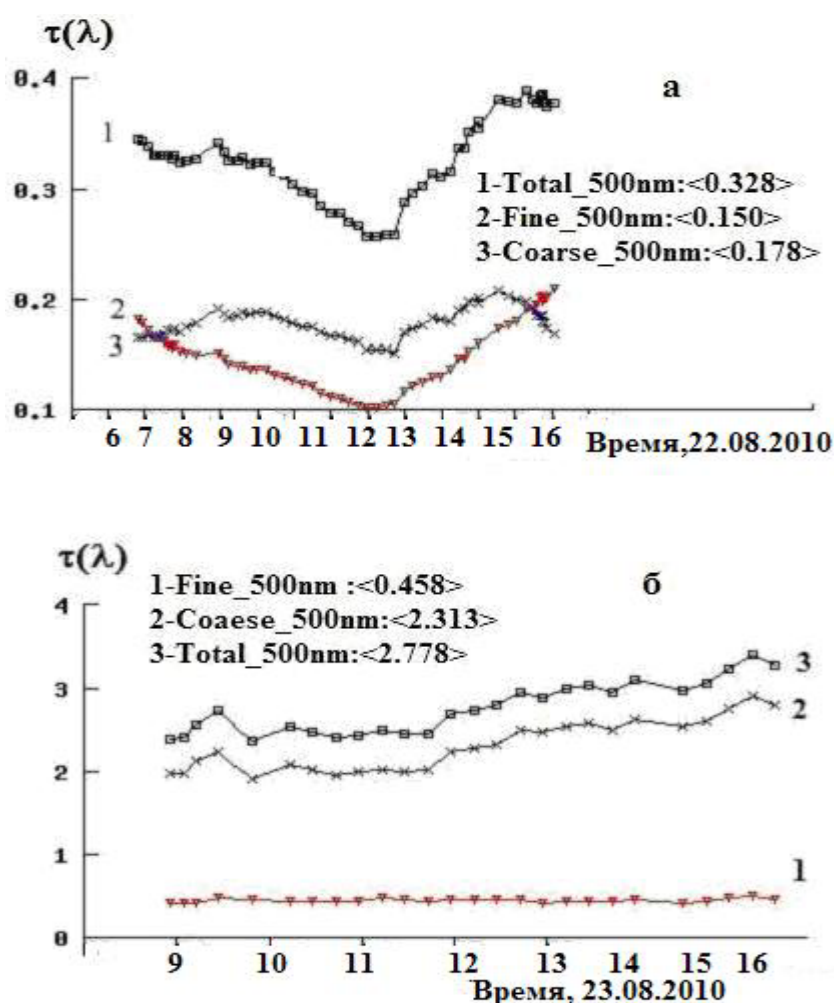


Рис. 5.15. Изменение оптической толщины субмикронной и крупнодисперсной фракции в атмосфере г. Душанбе : а - при обычной ситуации (22.08.2010 г.) и б - при пылевой мгле (23.08.2010 г.).

На рис. 5.16 (а и б) представлены изменения оптической толщины субмикронной фракции в атмосфере г. Душанбе при обычной ситуации (22.08.2010

г.) и при пылевой мгле (23.08.2010 г.). Нетрудно видеть, что субмикронная фракция более прозрачна в период вторжения пылевой мглы и среднее значения АОТ при обычных условиях составляет $\langle 0.454 \rangle$, в то время как для случая пылевой мглы оно равно $\langle 0.167 \rangle$, то есть 2.7 раза меньше.

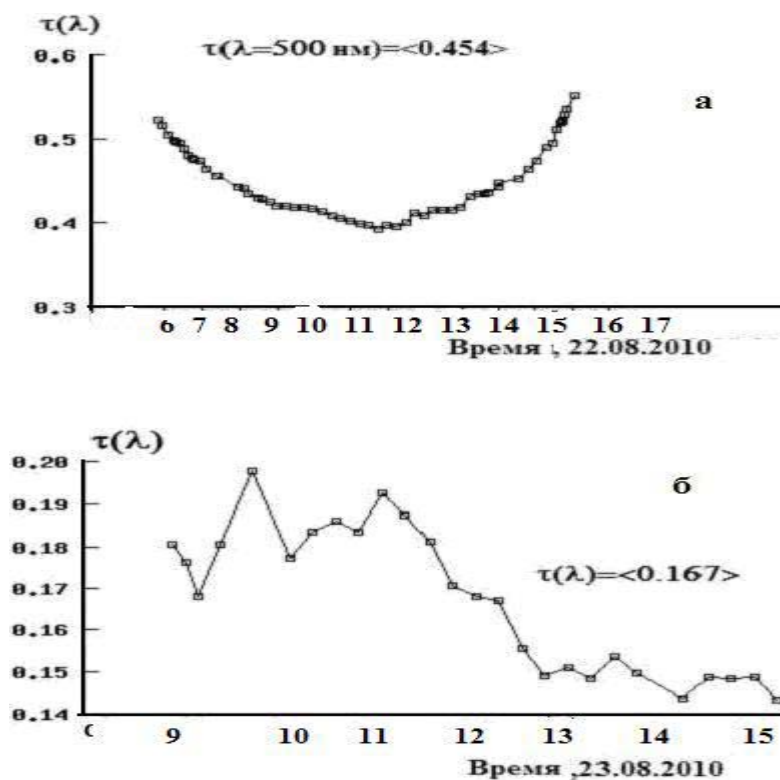


Рис.5.16. Изменение оптической толщины субмикронной фракции в атмосфере г.Душанбе : а- при обычной ситуации (22.08.2010 г.) и б- при пылевой мгле (23.08.2010 г.).

5.6. Исследование распределения частиц по размерам. Альбе́до однократного рассеяния.

Функция распределения частиц по размерам имеет бимодальный характер с максимумами в области 0.5-10 и 0.05-0.5 мкм (рис.5.17 (а и б)). Видно различие между ясной и днями с пыльной мглой хотя всегда это распределение имеет бимодальный характер. При вторжении пылевой мглы преобладают частицы крупнодисперсной фракции. Доля крупнодисперсной фракции постепенно возрастает при увеличении оптической толщины в случае пылевого вторжения и низкие значения параметра Ангстрема свидетельствует о наличии крупнодисперсных частиц.

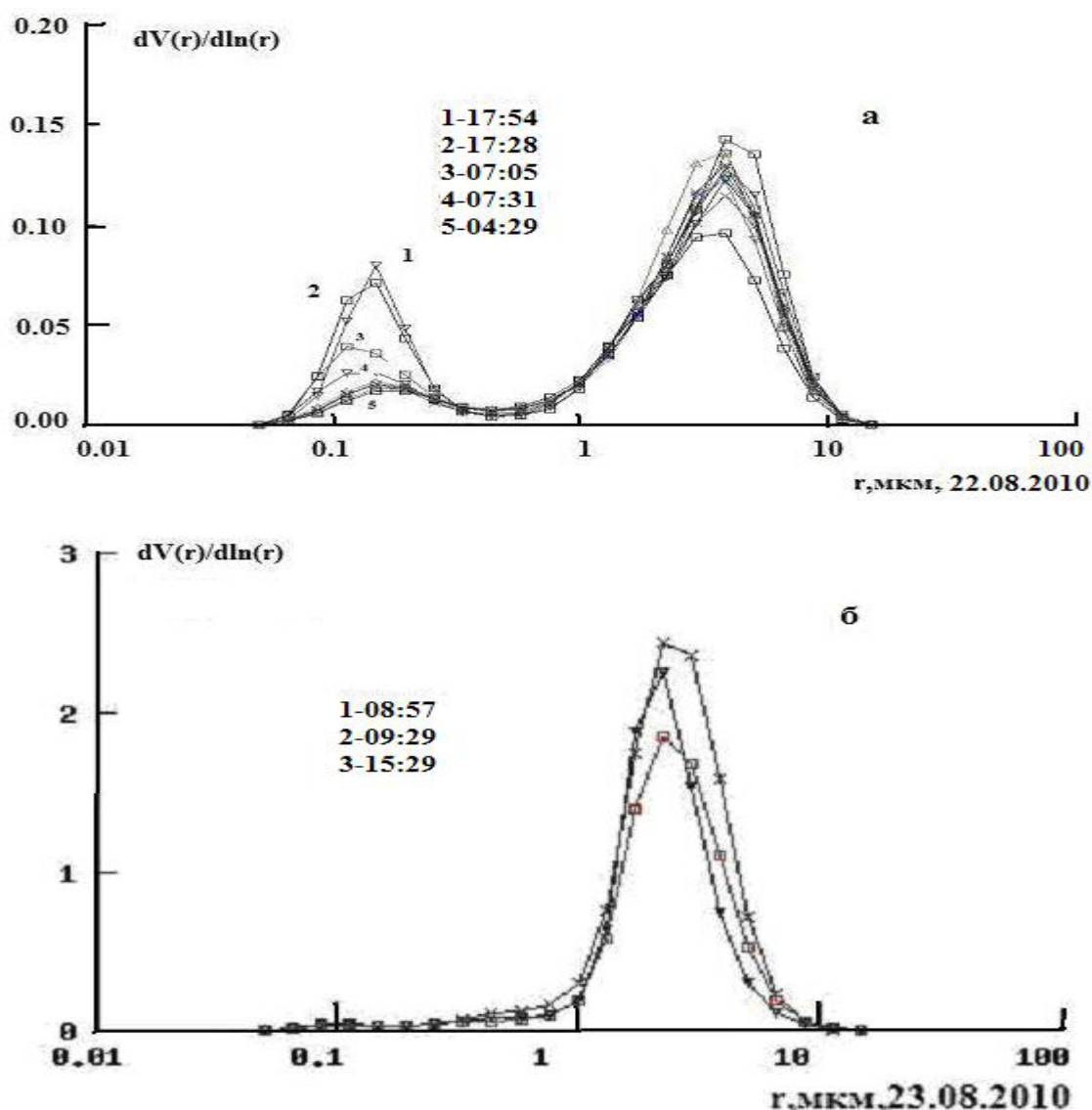


Рис. 5.17.Изменение функции распределения частиц аэрозоля в атмосфере г. Душанбе: а - при обычной ситуации (22.08.2010 г); б - при пылевой мгле (23.08.2010 г).

Наблюдаются различные варианты распределения частиц (табл. 5.7): субмикронная фракция практически исчезает, остается только крупнодисперсная фракция в случае 23.08.2010 (рис.5.10), 08.10.2010, 13.10.2010 и 22.10.2010; преобладает субмикронная фракция в случае 06.11.2010, 16.11.2010 и 17.11.2010; преобладает крупнодисперсная фракция в случае 08.07.2010, 20.09.2010, 01.10.2010, 09.11.2010, 18.12.2010 и 01.01.2011; почти одинаковая доля субмикронной и крупнодисперсной фракции в случае 30.12.2010 и 04.01.2011

Таблица 5.7.

Оптическая толщина и функция распределения частиц для различных сценариев пыльной мглы.

сценарии	Дни	$\tau(\lambda)$	$dV(r)/d\ln(r)$	ω
ясно	10.07.2010	0.15-0.48	0.05;0.085	0.81-0.88
пыль	18.07.2010	0.4-0.8	0.09;0.25	0.88-0.96
пыль	22.07.2010	0.3-1.1	0.025;0.19	0.88-0.98
обычное	28.07.2010	0.3-0.6	0.020;0.25	0.86-0.96
обычное	29.07.2010	0.22-0.68	0.02;0.14	0.86-0.92
ясно	30.07.2010	0.11-0.5	0.015;0.062	0.913-0.928
пыль	23.08.2010	2-3.5	0;2.3	0.92-0.98
обычное	29.08.2010	0.3-0.65	0.02;0.28	0.86-0.95
пыль	05.09.2010	0.3-1.0	0.02;0.21	0.918-0.948
обычное	06.10.2010	0.12-0.6	0.065;0.018	0.850-0.912
ясно	09.10.2010	0.025-0.153	0.009;0.038	0.052-0.078
пыль	16.10.2010	0.25-1.25	0.14;0.05	0.82-0.088
ясно	13.10.2010	0.08-0.25	0.11;0.05	0.61-0.81
ясно	25.10.2010	0.1-0.7	0.088;0.07	0.84-0.86
ясно	01.12.2010	0.10-0.53	0.03;0.07	0.70-0.83
пыль	21.01.2011	0.2-2.5	0;1.6	0.81-0.88

Анализ полученных спектров в течение дня показывает, что эти спектры отличаются друг от друга по положению частоты максимума и по полуширине полос. Результаты, полученные нами по поведению функции распределения частиц согласуются с данными работ [297-298].

На рис. 5.18 (а. б) приведено изменение альбедо однократного рассеяния в атмосфере г. Душанбе при (22.08.2010 г.) и при пылевой мгле (23.08.2010 г.). Альбедо однократного рассеяния Λ характеризует соотношение поглощения и рассеяния в атмосферном аэрозоле.

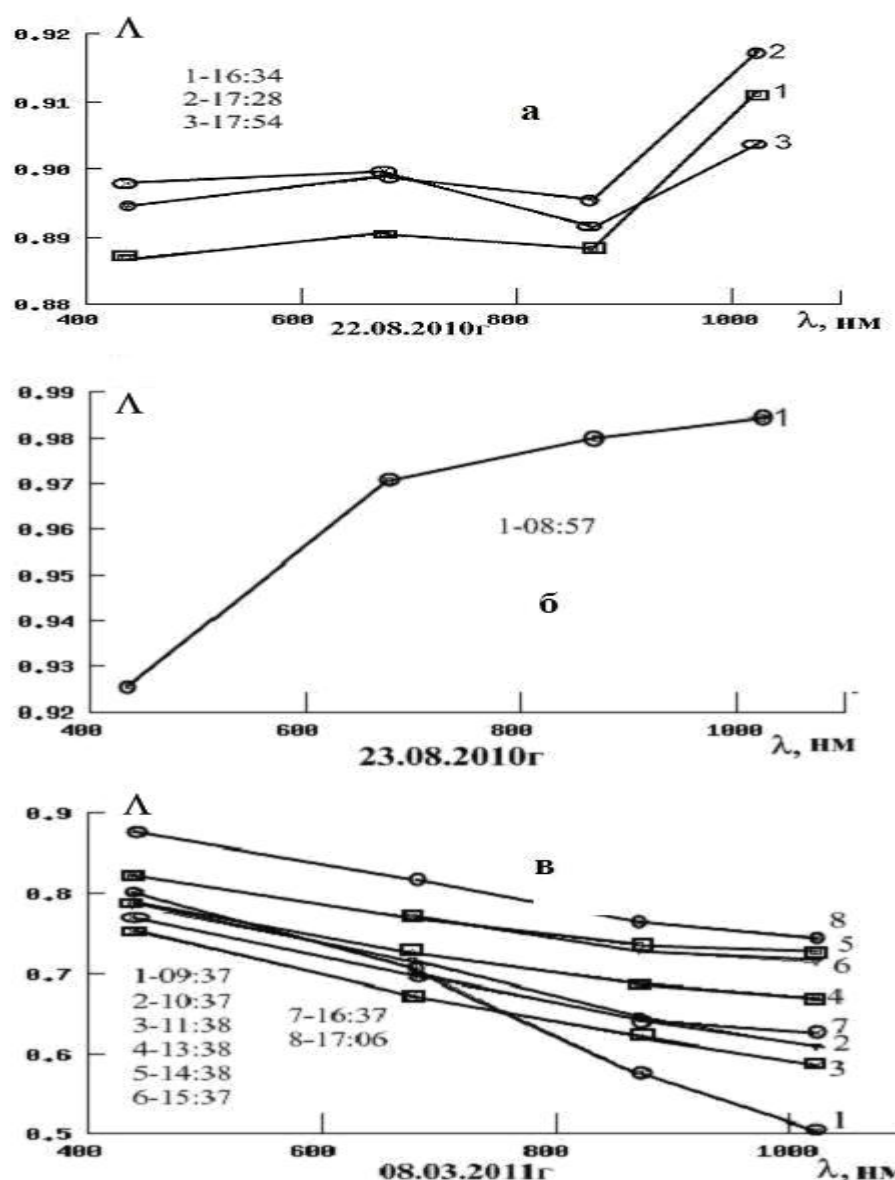


Рис. 5.18.Изменение альбеда однократного рассеяния в атмосфере г. Душанбе: а - при обычной ситуации (22.08.2010 г.) и б - при пылевой мгле (23.08.2010 г.).

Величина альбеда однократного рассеяния, равная 0.85, широко используется как критическое значение, разделяющее тенденции глобального охлаждения $\Lambda > 0.85$ (23.08.2010 г) и глобального нагрева $\Lambda < 0.85$ (22.08.2010 г). Поэтому для частиц различного размера направление температурных изменений зависит от того, каким образом поглощающие вещества входят в аэрозоль. Исследование альбеда однократного рассеяния аэрозоля Λ , характеризующего его поглощательные свойства, является важнейшей задачей для уточнения радиационного форсинга аэрозоля. Из гистограммы повторяемостей (рис.5.19) следует, что АОР аэрозоля в г. Душанбе изменяется в диапазоне 0.03-1. Сильные

поглощения и меньшие значения Λ характерны для длинноволновой области спектра. Гистограмма повторяемости Λ при видимой и БИК области спектра приобретают бимодальное распределение.

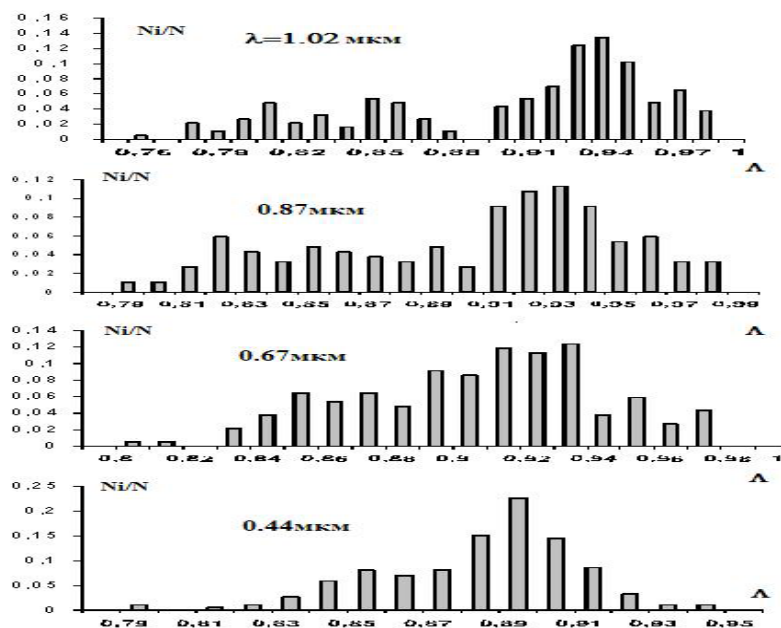


Рис. 5.19. Гистограмма повторяемости Λ в период 2010 г.

Значение $\Lambda < 0.85$ как критерия глобального нагрева реализуется в длинноволновом диапазоне спектра. Это свидетельствует о двойкой роли пылевого аэрозоля в изменении климата: при высоких концентрациях аэрозоль вносит вклад в антипарниковый эффект, а при низких концентрациях - в парниковый эффект.

5.6. Исследование показателя преломления (действительная и мнимая часть) частиц аэрозоля

Существенное влияние аэрозоля на климат, прежде всего определяется комплексным показателем преломления частиц $m = n - i \times k$, который обуславливает соотношение между поглощаемой и рассеиваемой частицами радиацией [7, 11, 12, 35-42], которое приведено в параграфе 1.4.

Показатель преломления аэрозоля является одним из важных оптических свойств. Значения n и k зависят от химического состава аэрозолей и дают информацию о природе рассеяния или поглощения аэрозолей. В видимой области спектра минеральная пыль обычно имеет значения $n = 1.53 \pm 0.05$ и k , меньше 0.006

[290-292]. Более высокие значения k представляют поглощающего типа аэрозоли, а малые k - рассеивающего типа аэрозоли [293-295].

Авторы [296,297] в основном получили значения $k > 0.0045$ для ясных дней, в начале перед муссонным сезоном, который затем постепенно снижается до 0.0045. Для пустынной пыли Сахары и на Ближнем Востоке авторы [298] получили значение n в пределах 1.5 ± 0.05 , а при сильных пылевых бурях при 440 нм, были получены значения $n = 1.51 \pm 0.07$. При сильных пылевых бурях, значения $n = 1.51 \pm 0.07$ и при 440 нм были получены в Средиземноморской области вблизи Турции, 1.55 ± 0.03 в Бахрейне (Персидский залив), 1.56 ± 0.03 ; на Солнечно - Виль (Саудовская Аравия) и 1.48 ± 0.05 ; в Кабо-Верде (Cape Verde) [299]. Авторами [300] также обнаружена разница в значениях k для Сахары и на пустынной пыли на Ближнем Востоке в связи с изменениями в минералогии пыли, где k предоставляет информацию о поглощающей способности среды.

На рис.5. 20 (а и б) представлены результаты наших измерений величины $n(\lambda)$ для ясных и пыльных дней. Нетрудно заметить принципиальное отличие зависимости $n(\lambda)$ от λ для приведенных случаев. А именно, в ясные дни происходит рост $n(\lambda)$ с увеличением длины волны, т.е. имеет место $dn(\lambda)/d\lambda > 0$ (положительная дисперсия). В то время как для пыльных дней мы обнаруживаем обратный - спад $n(\lambda)$ с ростом λ и реализация условия $dn(\lambda)/d\lambda < 0$ (отрицательная дисперсия) [301-303].

Значения мнимой части k комплексного показателя преломления оказываются более изменчивыми (табл.5.8) по сравнению с величиной n , что, несомненно, является отражением высокой чувствительности коэффициента поглощения k к изменению химического состава компонент почвенно-эрозионного аэрозоля. Это обстоятельство, как отмечалось выше, должно проявляться и в зависимости величины n , полученных нами в настоящей работе, от размеров частиц исследуемой фракцией аэрозоля.

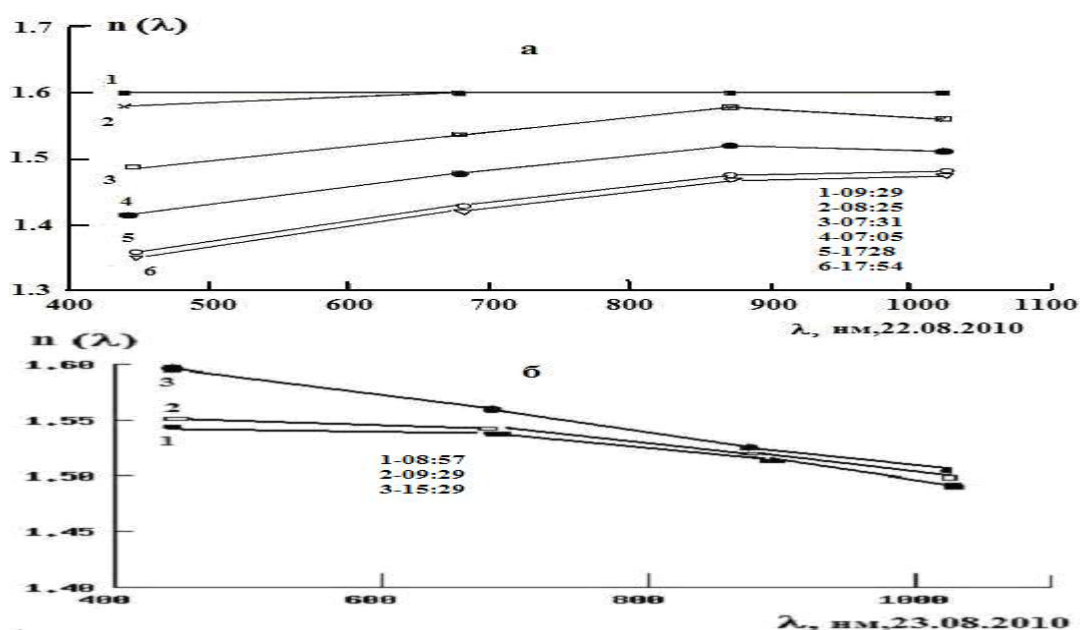


Рис. 5.20.Изменение спектра показателя преломления (действительная часть) частиц аэрозоля в атмосфере г. Душанбе : а - при обычной ситуации (22.08.2010 г.); б - при пылевой мгле (23.08.2010 г).

Подтверждением этому могут служить следующие факты: спектральная зависимость величины n в диапазоне 400—1020 нм обнаруживает тенденцию к росту комплексной части коэффициента преломления k в ближней УФ области при пыльной мгле, например 23.08.2010 г от 0.0009 вблизи 1020 нм до 0.0025 вблизи 440 нм (13.10.2010 и 22.10.2010). В случае ясной погоды, характерных дней и слабой мглы вызванной субмикронной фракции аэрозоля, спектральная зависимость величины n в диапазоне 400—1020 нм обнаруживает тенденцию к росту комплексной части коэффициента преломления k в УФ - области с пологим минимумом в видимой области спектра (см.рис.5.21(а. б) и табл.5.8.)

При наличии равной доли субмикронной и крупнодисперсной фракций, наблюдается монотонный рост комплексной части коэффициента преломления k от ближней ультрафиолетовой до ближней ИК - области спектра. Величина k с уменьшением радиуса частиц аэрозоля от 11 до 1.1 мкм увеличивается в зависимости от длины волны, в 2 раза в УФ - области и в 20 раз в ближней инфракрасной области.

Таблица 5.8.

Оптическая толщина и оптические постоянные аэрозоля для различных сценариев пыльной мглы.

сценарии	Дни	$\tau(\lambda)$	$n(\lambda)$	$k(\lambda)$
ясно	10.07.2010	0.15-0.48	1.4-1.6	0.008-0.015
пыль	18.07.2010	0.4-0.8	1.51-1.57	0.002-0.0059
пыль	22.07.2010	0.3-1.1	1.6	0.002-0.0062
обычное	28.07.2010	0.3-0.6	1.56-1.6	0.002-0.0062
обычное	29.07.2010	0.22-0.68	1.6	0.0048-0.007
ясно	30.07.2010	0.11-0.5	1.6	0.0045-0.0047
пыль	23.08.2010	2-3.5	1.5-1.6	0.00097-0.0025
обычное	29.08.2010	0.3-0.65	1.48-1.6	0.0025-0.0068
пыль	05.09.2010	0.3-1.0	1.6	0.0026-0.00318
обычное	06.10.2010	0.12-0.6	1.33-1.44	0.0005-0.015
ясно	09.10.2010	0.025-0.153	1.555-1.6	0.045-0.12
пыль	16.10.2010	0.25-1.25	1.34-1.47	0.010-0.017
пыль	17.10.2010	0.12-1.0	1.33-1.47	0.011-0.0178
ясно	13.10.2010	0.08-0.25	1.33-1.45	0.0092-0.013
ясно	25.10.2010	0.1-0.7	1.33-1.46	0.019-0.025
ясно	01.12.2010	0.10-0.53	1.32-1.6	0.015-0.068
пыль	28.12.2010	0.25-1.25	1.32-1.6	0.012-0.030
пыль	04.01.2011	0.25-1.25	1.32-1.6	0.01-0.04
пыль	21.01.2011	0.2-2.5	1.6	0.0015-0.00219

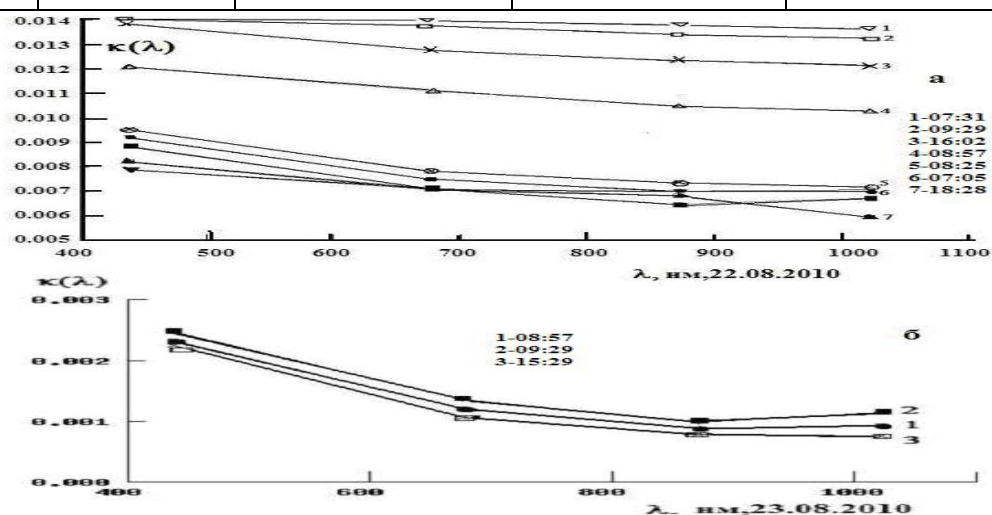


Рис. 5.21. Изменение спектра показателя преломления частиц (комплексная часть) аэрозоля в атмосфере г. Душанбе : а - при обычной ситуации (22.08.2010г.); б- при пылевой мгле (23.08.2010 г).

5.7. Определение соотношения оптических толщин поглощения и экстинкции

На рис. 5.22(а, б) представлены изменение спектра оптических толщин поглощения аэрозоля в атмосфере г. Душанбе при обычной ситуации (22.08.2010г.) и при пылевой мгле (23.08.2010 г.).

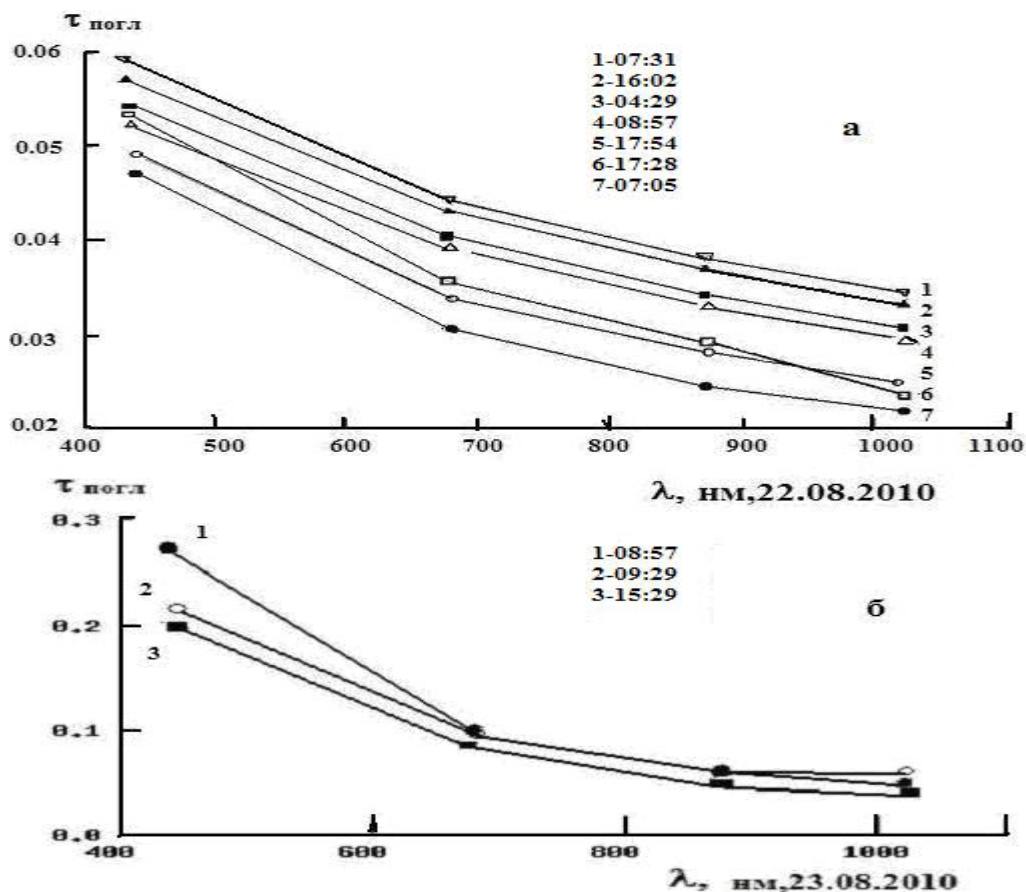


Рис. 5.22.Изменение спектра оптических толщин поглощения аэрозоля в атмосфере г.Душанбе : а- при обычной ситуации (22.08.2010 г.) и б- при пылевой мгле (23.08.2010 г.).

Как видно из рис. 5.22, начиная с ближней ИК - области происходит монотонный рост до УФ области в обоих случаях но значения величин отличаются почти в 5 раз.

Соотношение оптических толщин поглощения при обычных условиях и при пылевой мгле в БИК и УФ составляет 1.6-2.2 и 4.0-4.8, соответственно. Это означает, что пылевой аэрозоль от 1.6 до 4.8 раз прозрачнее в БИК, чем в УФ области. Соотношение оптических толщин поглощения в БИК и в видимой области

составляет 1.2-1.5 и 1.8-3.0 в обычных условиях и в пылевой мгле, соответственно. Изменение оптических толщин поглощения для других дней представлено в табл. 5.9.

Таблица 5.9.

Оптические толщины поглощения и экстинкции аэрозоля для различных сценариев пыльной мглы.

сценарии	дни	$\tau(\lambda)$	$\tau_{\text{погл}}(\lambda)$	$\tau_{\text{экт}}(\lambda)$
ясно	10.07.2010	0.15-0.48	0.02-0.045	0.15-0.30
пыль	18.07.2010	0.4-0.8	0.02-0.072	0.45-0.68
пыль	22.07.2010	0.3-1.1	0.015-0.045	0.28-0.45
обычное	28.07.2010	0.3-0.6	0.015-0.06	0.28-0.43
обычное	29.07.2010	0.22-0.68	0.02-0.043	0.23-0.36
ясно	30.07.2010	0.11-0.5	0.010-0.019	0.13-0.24
пыль	23.08.2010	2-3.5	0.05-0.29	2.25-3.4
обычное	29.08.2010	0.3-0.65	0.011-0.072	0.3-0.62
пыль	05.09.2010	0.3-1.0	0.015-0.035	0.32-0.45
пыль	09.10.2010	0.12-0.6	0.017-0.039	0.13-0.43
пыль	16.10.2010	0.025-0.153	0.010-0.025	0.03-0.091
ясно	17.10.2010	0.25-1.25	0.025-0.082	0.18-0.70
ясно	25.10.2010	0.12-1.0	0.020-0.072	
пыль	01.12.2010	0.08-0.25	0.02-0.05	0.053-0.157
пыль	13.10.2010	0.1-0.7	0.022-0.06	0.13-0.4

На рис. 5. 23.(а. б) представлено изменение спектра оптических толщин экстинкции аэрозоля в атмосфере г.Душанбе для обычных дней (22.08.2010 г.) и при пылевой мгле (23.08.2010 г). Как видно (рис. 5.23) также как и в случае с оптической толщиной поглощения начиная с ближней ИК - области происходит монотонный рост до УФ области в обоих случаях. Значения величин оптической толщины экстинкции отличается от 1.6-2.0 и 1.08-1.13 в обычных условиях и в пылевой мгле, соответственно в 10 раз больше, чем в обычной атмосфере г.Душанбе. Изменение оптических толщин экстинкции для других сценариев представлен в табл.5.9.

Соотношение оптических толщин экстинкции к оптической толщины поглощения при обычных условиях составляет 7-9 в БИК и 7.3-7.5 в УФ - области. При пыльной мгле это отношение составляет 42-46 в БИК и 12-13 в УФ - области спектра. Это свидетельствует о том, что вклад рассеяния при пылевой мгле при наличии крупных частиц очень велик.

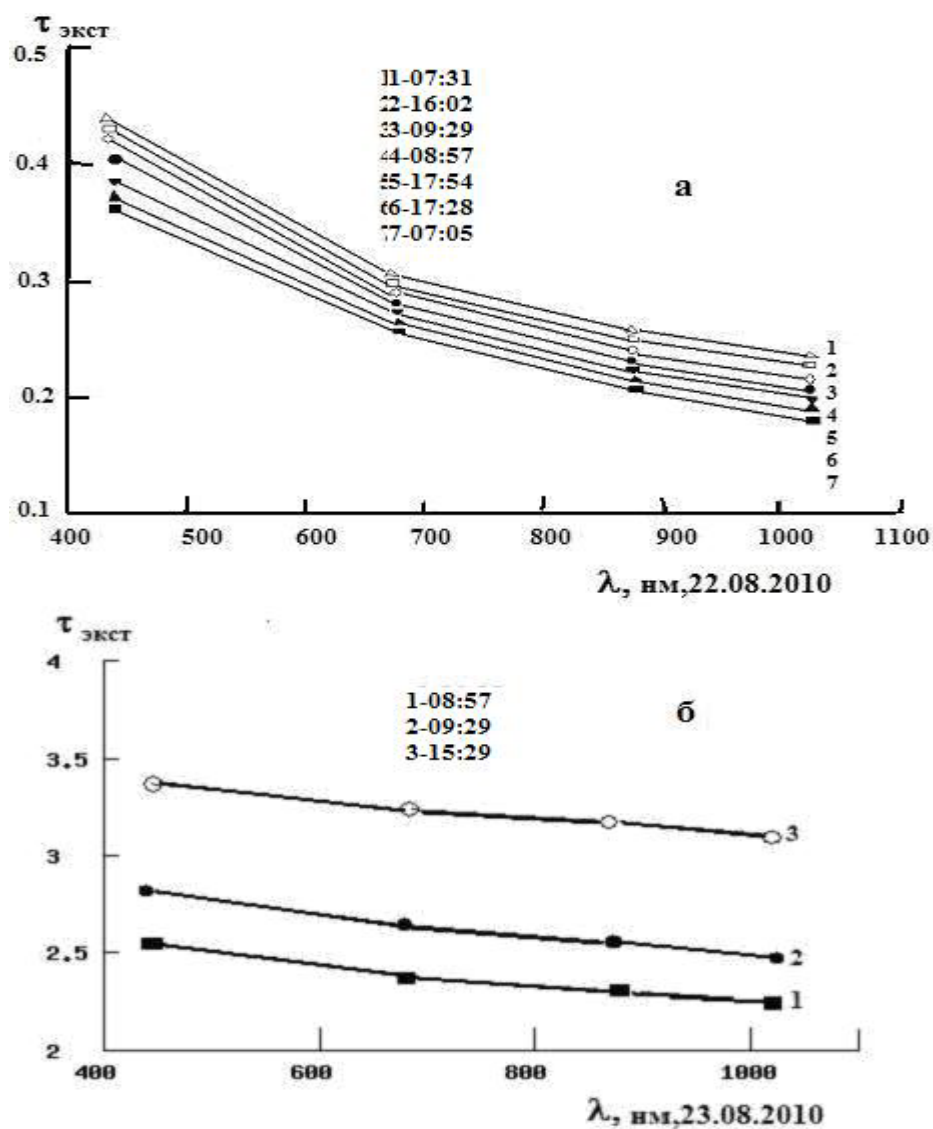


Рис. 5.23.Изменение спектра оптических толщин экстинкции аэрозоля в атмосфере г. Душанбе : а - при обычной ситуации (22.08.2010 г.); б - при пылевой мгле (23.08.2010 г).

В табл. 5.10 приведены среднемесячные данные АОТ, водяного пара и параметр Ангстрема в период июль 2010- сентябрь 2013г.

Таблица 5.10.

Среднемесячные данные АОТ, водяного пара и параметр Ангстрема в период июль, 2010- сентябрь 2013г.

Год (кол-во измерения)	$\tau(\lambda)$							w	А
	месяцы	1020нм	870нм	675нм	500нм	440нм	340нм		
2010(5953)	VII	0.193	0.216	0.232	0.278	0.381	0.372	1.687	0.528
	VIII	0.305	0.332	0.358	0.413	0.434	0.495	1.552	0.483
	IX	0.156	0.172	0.191	0.236	0.258	0.326	1.307	0.742
	X	0.216	0.229	0.245	0.278	0.293	0.337	1.169	0.477
	XI	0.111	0.131	0.182	0.269	0.312	0.398	0.771	1.201
	XII	0.147	0.16	0.204	0.276	0.311	0.377	0.515	0.92
2011(5346)	I	0.11	0.128	0.164	0.236	0.273	0.344	0.504	1.211
	II	0.067	0.068	0.1	0.147	0.173	0.228	0.627	1.398
	VII	0.24	0.259	0.285	0.33	0.354	0.425	1.601	0.482
	VIII	0.334	0.355	0.382	0.429	0.454	0.528	1.638	0.48
	IX	0.182	0.196	0.219	0.261	0.284	0.348	1.341	0.59
	X	0.304	0.315	0.338	0.381	0.405	0.464	1.273	0.728
	XI	0.055	0.064	0.092	0.142	0.168	0.223	0.894	1.409
	XII	0.085	0.098	0.148	0.228	0.27	0.349	0.381	1.501
2012(7485)	I	0.066	0.073	0.111	0.174	0.207	0.272	0.376	1.583
	II	0.059	0.063	0.092	0.142	0.168	0.217	0.324	1.422
	III	0.105	0.11	0.136	0.182	0.207	0.258	0.65	0.981
	IV	0.073	0.088	0.105	0.145	0.166	0.214	1.089	0.95
	V	0.09	0.107	0.122	0.161	0.18	0.23	1.686	0.855
	VI	0.116	0.138	0.155	0.206	0.232	0.307	1.922	0.842
	VII	0.202	0.233	0.262	0.333	0.366	0.452	1.743	0.767
	VIII	0.206	0.231	0.25	0.304	0.331	0.409	1.694	0.594
	IX	0.256	0.276	0.292	0.337	0.359	0.422	1.279	0.471
	X	0.063	0.069	0.078	0.103	0.115	0.15	0.697	0.767
2013(6176)	I	0.104	0.115	0.149	0.212	0.243	0.306	0.541	1.305
	II	0.103	0.111	0.134	0.185	0.212	0.264	0.612	1.449
	III	0.139	0.149	0.159	0.192	0.209	0.244	1.014	0.791
	IV	0.11	0.127	0.144	0.187	0.208	0.259	1.156	0.866
	V	0.104	0.122	0.133	0.172	0.193	0.247	1.412	0.825
	VI	0.191	0.213	0.224	0.269	0.294	0.366	1.677	0.518
	VII	0.168	0.193	0.21	0.267	0.297	0.381	1.694	0.702
	VIII	0.223	0.25	0.276	0.344	0.38	0.478	1.941	0.679
	IX	0.201	0.220	0.238	0.287	0.313	0.384	1.187	0.580
среднее		0.1541	0.17	0.1942	0.2456	0.2742	0.3356	1.1501	0.8817
максимум		0.334	0.355	0.382	0.429	0.454	0.528	1.941	1.583
минимум		0.055	0.063	0.078	0.103	0.115	0.15	0.324	0.471

ГЛАВА VI. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РЕГИОНАЛЬНЫЙ КЛИМАТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ АРИДНОЙ И ВЫСОКОГОРНОЙ ЗОН ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

6.1. Исследование вариаций концентрации углекислого газа в атмосфере аридной и высокогорной зон юго-восточной части Центральной Азии

Насыщение приземного слоя атмосферы избытком CO_2 может откликнуться, так называемым «эффектом пустыни». Этот слой поглощает восходящие тепловые потоки и потому в результате его обогащения диоксидом углерода (в 1.5 раза по сравнению с допустимой нормой) локальная температура воздуха непосредственно у земной поверхности станет на несколько градусов выше средней температуры. Это в свою очередь приведет к увеличению интенсивности испарения влаги из почвы и ее высушиванию, в результате которого может происходить снижение урожайности сельскохозяйственных культур.

Нами были проведены измерения содержания углекислого газа и концентрации частиц размером 0.3-1.0 мкм в приземном слое атмосферы вблизи здания ФТИ им. С.У.Умарова АН РТ (г. Душанбе) в период июль-ноябрь 2010 г. Для этого использовался газоанализатор ОПТЭК ОПТОГАЗ-500, относительная погрешность измерения, которого составляет 15-25%. На рис.6.1 представлены некоторые результаты измерения концентрации углекислого газа за период июль-август.

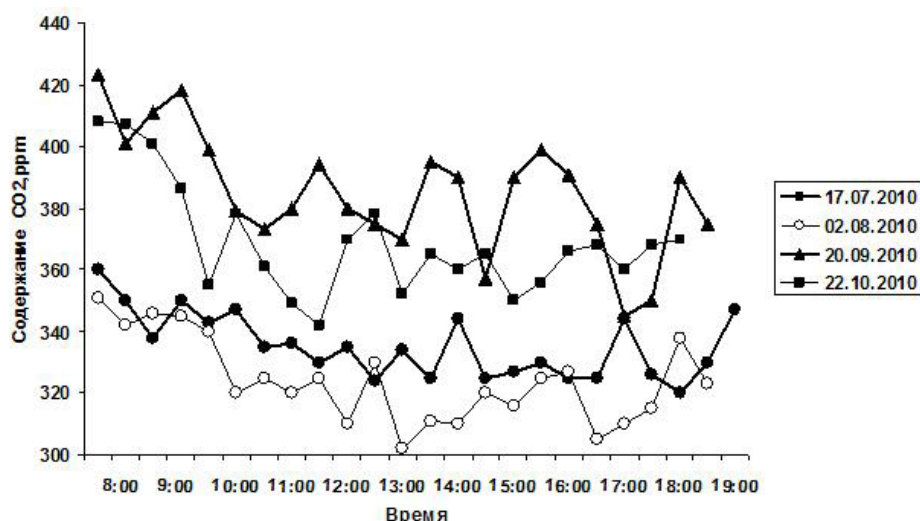


Рис.6.1. Изменение концентрации углекислого газа в течение дня в г.Душанбе

Таблица 6.1.

Изменение суточной концентрации углекислого газа и его корреляция с изменением количества частиц в атмосфере г. Душанбе

19.08.2010	CO ₂ ,ppm	Концентрация частиц, 1/см ³				
		d>0,3мкм	d>0,4мкм	d>0,5мкм	d>0,8мкм	d>1,0мкм
10:00	357	221	179	88	15	8
11:00	334	125	70	31	8	6
12:00	327	80	33	16	4	2
13:00	331	63	24	11	3	2
14:00	333	61	23	10	3	2
15:00	348	61	23	10	2	2
16:00	338	57	20	9	3	2
17:00	337	54	20	9	2	1
18:00	368	62	24	11	3	2
19:00	346	115	51	23	6	4
20:00	358	116	44	20	5	4
21:00	360	116	50	21	5	3
22:00	347	86	33	15	5	3
23:00	348	82	34	15	4	3
0:00	356	78	31	14	3	2
1:00	343	84	35	15	3	2
2:00	350	81	33	14	3	2
3:00	360	80	32	14	3	2
4:00	378	77	32	14	3	2
5:00	371	78	32	14	4	2
6:00	366	76	31	15	4	3
7:00	342	74	30	15	5	3
8:00	323	78	34	17	6	4
10:00	351	89	38	18	6	4
Коэффициент корреляции		0.11	0.09	0.08	0.02	0.02

Как видно (рис.6.1), в течение дня наблюдается высокая концентрация в утренние и вечерние часы и низкая концентрация в середине дня. В табл.6.1

приведены результаты измерения суточной концентрации углекислого газа и концентрация частиц в диапазоне 0.3-1.0 мкм за 19.08.2010 - 20.08.2010 г.

Суточная концентрация имеет три максимума (около 10ч, с 18-21ч и с 3-6 ч.). В табл.6.1. приведены рассчитанные коэффициенты корреляции между концентрацией углекислого газа и температурой. На рис. 6.2. представлены корреляции изменения температуры от концентрации CO_2 в разных пределах от 500-850 ppm и от 1200-2100 ppm. Как в случае атмосферы (рис. 6.2.а) в диапазоне 320-390 ppm, так и в теплицах получены отрицательные коэффициенты корреляции: для атмосферы $r = -0.502$ (в диапазоне 320-390 ppm), для теплиц $r = -0.60$ (в диапазоне 500 – 850 ppm) и $r = -0.70$ (в диапазоне 1200 – 2100 ppm).

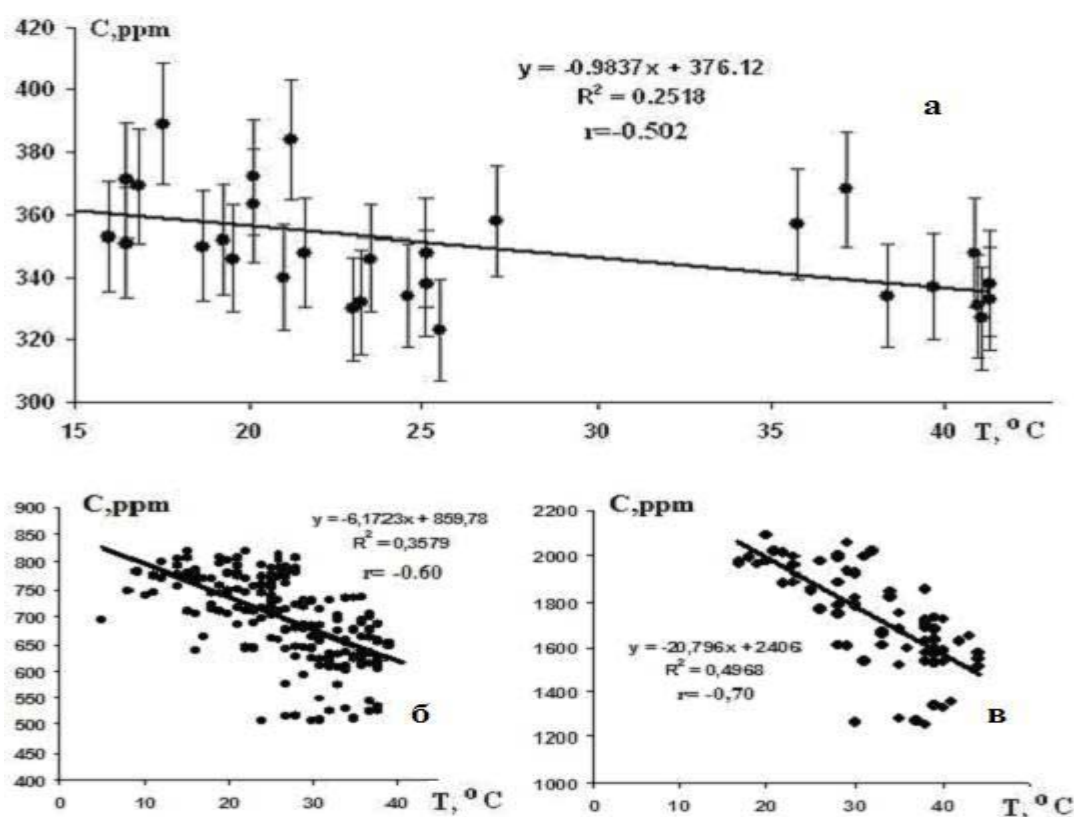


Рис.6.2. а - корреляция концентрации углекислого газа с температурой в атмосфере и б, в - корреляция концентрации углекислого газа с температурой в парнике.

Таким образом проведенные нами прямые экспериментальные измерения температуры воздуха в зависимости от концентрации CO_2 , подтвердили что CO_2 является АТИПАРНИКОВЫМ газом. Данный факт дает основание считать, что мнение ряда экспертов о том, что главный причиной потепления климата является повышения концентрации CO_2 не обоснованным.

На рис.6.3а приведены результаты измерения суточной концентрации CO_2 в чистой атмосфере и в период пыльной мглы. Среднесуточное значение концентрации CO_2 в период июль-ноябрь 2010г находилось в области 325-400 ppm.

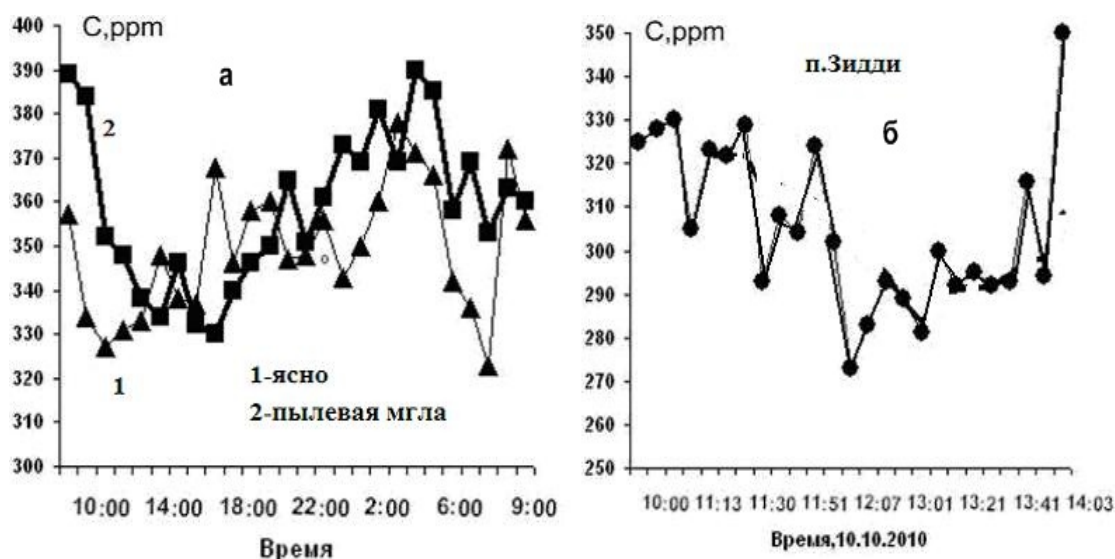


Рис.6.3. а - Изменение суточной концентрации CO_2 в; 1- ясной атмосфере; 2 - в период пыльной мглы в г. Душанбе; б - Изменение концентрации CO_2 в п. Зидди.

На рис. 6.3б приведены результаты измерения концентрации CO_2 в экспериментальной высокогорной базе ФТИ в поселке Зидди (2449 м над. ур. моря). Среднедневные значения концентрации CO_2 в период наблюдения составили 306 ppm. Наблюдаются высокие значения концентрации CO_2 в утренние и вечерние часы и низкие в середине дня. В табл. 6.2 приведены результаты измерения концентрацией углекислого газа и концентрацией частиц в диапазоне 0.3-1.0 мкм за 10.10.2010 г. Приведены коэффициенты корреляции между концентрацией углекислого газа и концентрацией частиц, высокая положительная связь имеется с фракцией аэрозоля ($d > 0.5 \mu\text{m}$), $r = 0.66$.

Таблица 6.2.

Изменение концентрации углекислого газа и его корреляция с изменением количества частиц в атмосфере п. Зидди

10.10.10 г	CO ₂ ,ppm	Концентрация частиц, 1/см ³				
		d>0.3мкм	>0.4 мкм	>0.5 мкм	>0.8 мкм	>1.0 мкм
10:00	325	10	6	5	2	1
11:00	328	10	5	4	2	1
11:30	329	11	5	4	2	1
12:00	302	10	5	4	2	1
13:00	289	3	2	1	0	0
13:30	292	7	4	3	1	1
14:00	350	7	4	3	1	1
Коэффициент корреляции		0.435	0.498	0.657	0.472	0.505

В табл.6.3 для сравнения приведены максимальные, минимальные и средние значения концентрации CO₂ и концентрации частиц в области 0.3-1.0 мкм, для городского в ясной атмосфере, в пыльной мгле и в высокогорной зоне.

Проведенные исследования концентрации CO₂ в приземном слое атмосферы г.Душанбе указывают на высокие ее значения. Например среднедневные значения концентрации CO₂ в период 08.11.2010 - 18.11.2010 г составили 390-400 ppm, что существенно превышает ее концентрацию 360 ppm на планете. Следовательно, необходимо принимать срочные неотложные меры по восстановлению приемлемого уровня концентрации CO₂ в атмосфере.

Важным вкладом в решение этой проблемы могло бы стать в условиях Таджикистана повсеместная посадка деревьев, внедрение энергосберегающих технологий, использование возобновляемых источников энергии и постоянный мониторинг углекислого газа, озона и других парниковых газов.

Проведенные исследования суточной вариации углекислого газ в атмосфере пустыне П. Айвадж, в субаридной зоне г. Душанбе и в высокогорной зоне Зидди в июле 2011 г., привели к следующим результатам (рис 6.4): для П. Айваджа среднее амплитудное значение 334 ppm при максимальном значении 394 ppm и

минимальное 300 ppm ; для г. Душанбе среднее амплитудное значение 332 ppm при максимальном значении 392 ppm и минимальном 293 ppm; для п. Зидди среднее амплитудное значение 304 ppm при максимальном значении 416 ppm и минимальное 252 ppm. При пыльной мгле среднее падение концентрации CO₂ составляет 40-140 ppm (рис. 6.5) [304-305].

Таблица 6.3.

Сравнение максимальных, минимальных и средних значений концентрации CO₂ и концентрации частиц в области 0.3-1.0мкм для городского в ясной атмосфере, в пыльной мгле и в высокогорной зоне.

	г.Душанбе		п.Зидди	Сравнение		
	19.08.2010 -ясно	13.10.2010- мгла	10.10.2010- ясно	мгла/ясно	ясно/Зидди	мгла/Зидди
CO ₂ (минимум)	323	356	273	1.10	1.18	1.30
CO ₂ (максимум)	378	389	357	1.03	1.06	1.09
CO ₂ (среднее)	349	371	306	1.06	1.14	1.21
d>0.3мкм (макс)	116	191	90	1.64	1.29	2.11
d>0.3мкм (мин)	54	32	2.654	0.59	20	12
d>0.4мкм (макс)	51.103	160	40	3.14	1.25	3.91
d>0.4мкм (мин)	20.050	19.335	1.912	0.96	10.49	10.11
d>0.5мкм (макс)	23.138	127.403	19.045	5.51	1.21	6.69
d>0.5мкм (мин)	9.047	15.161	1.214	1.68	7.45	12.49
d>0.8мкм (макс)	6.746	80.132	6.545	11.88	1.03	12.24
d>0.8мкм (мин)	2.763	6.883	0.523	2.49	5.28	13.16
d>1.0мкм (макс)	4.921	67.382	4.456	13.69	1.10	15.12
d>1.0мкм (мин)	1.994	5.137	0.301	2.58	6.62	17.07

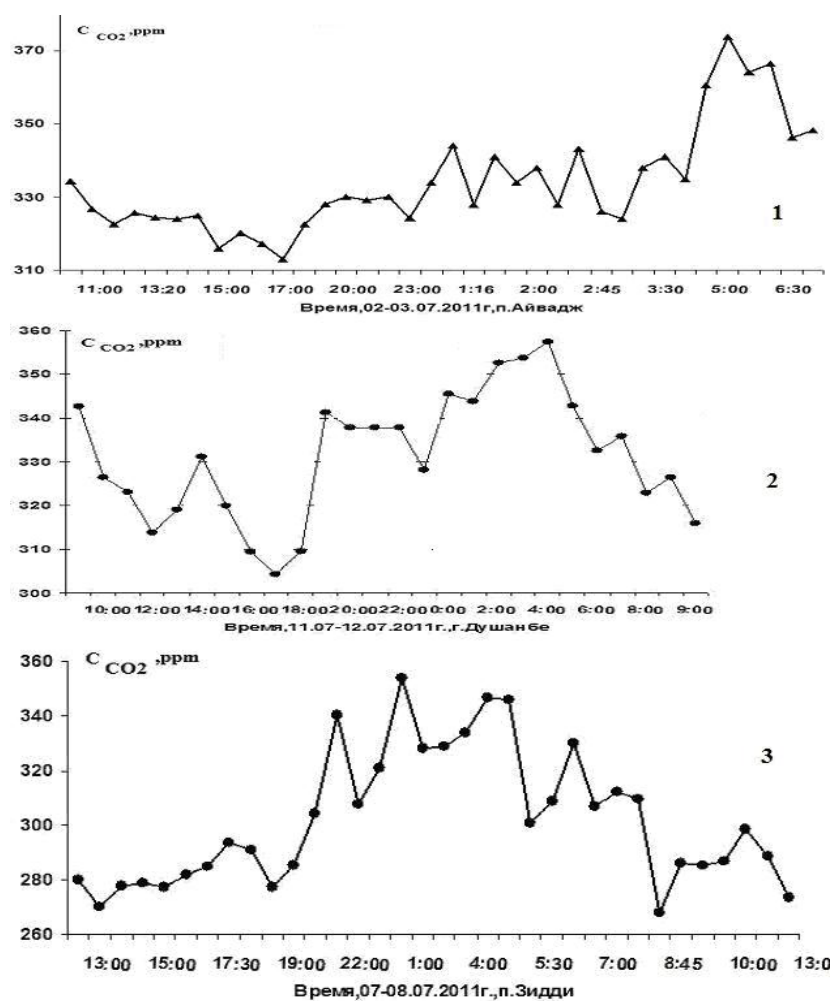


Рис 6.4. Среднесуточные изменения концентрации углекислого газа в приземном слое атмосфере: 1- пустыне Айвадж; 2- г. Душанбе; 3- высокогорной зоне п. Зидди.

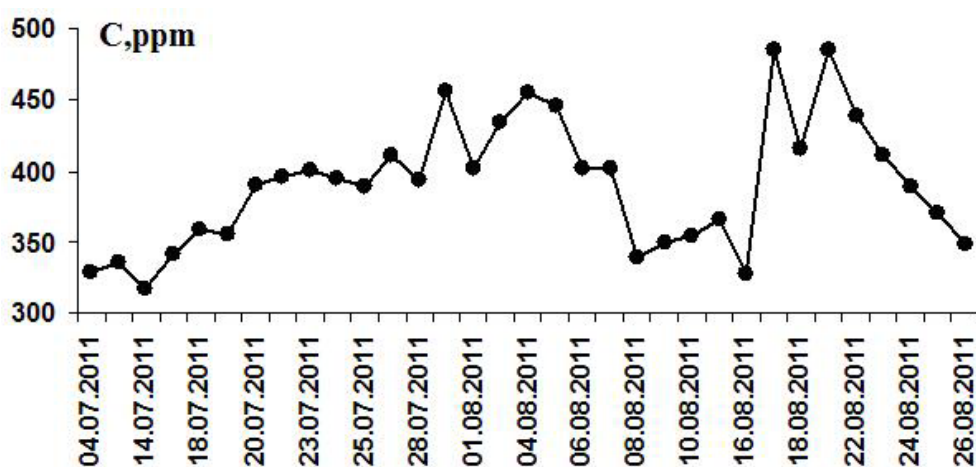


Рис.6.5. Вариация среднедневных значения углекислого газа в приземном слое г. Душанбе

6.2. Исследование изменения содержания озона в приземном слое атмосферы юго-восточной части Центральной Азии

В настоящем разделе приведены характерные для Таджикистана особенности поведения содержания приземного озона, выявленные на основе регулярных измерений в Душанбе, ФТИ АН РТ. Для измерения содержания озона в приземном слое использован газоанализатор Ф-105 ОПТЭК, абсолютная погрешность составляет $\pm 20 \text{ мкг/м}^3$. В третьей декаде августа 2010 г. в г. Душанбе зафиксированы уровни озона, превышавшие 210 мкг/м^3 а в П. Айвадже в первой декаде июля 419 мкг/м^3 . Высокие уровни озона в атмосфере сопровождались повышенной температурой воздуха и высоким уровнем солнечной радиации.

Среднесуточное значение озона составило 70 мкг/м^3 , среднедневное значение за светлое время суток составило 86 мкг/м^3 .

Измерение содержания озона и концентрация частиц размером $0.3\text{-}1.0 \text{ мкм}$ в приземном слое атмосферы начато с июля 2010 года [306-314].

В табл.6.4 представлены средние значения концентрации озона в атмосфере г.Душанбе в период с июля 2010г по февраль 2011г. Как видно, среднее значение концентрации озона монотонно падает при переходе с лета на осень, что связано с уменьшением среднемесячной температуры. Максимум среднего значения концентрации озона зарегистрирован в середине дня. В зависимости от месяцев это значение колеблется в период от 12 до 15 часов.

На рис.6.6 представлены некоторые результаты измерения концентрации озона за июль, сентябрь и октябрь 2010 года в г. Душанбе. Как видно в дневном ходе изменения концентрации озона наблюдается несколько экстремальных точек (максимумов и минимумов). Например, для 17 июля минимальные концентрации зарегистрированы в 9:30 и 19ч, а максимальная концентрация в 8-9 и 15 ч. В сентябре максимальное значение зарегистрировано в 13 ч, а в октябре максимум наблюдался в 15 ч. Существуют два источника озона у поверхности Земли в нижней тропосфере. Часть озона попадает в тропосферу из стратосферы при разрыве тропопаузы [164].

Таблица 6.4.

Средние значения концентрации озона в атмосфере г. Душанбе в период с июля по декабрь 2010 г.

Время	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь	январь	февраль
8:00	0.079	0.044	0.017	0.003	0.003	0.021	0.012	
8:30	0.063	0.057	0.019	0.004	0.006	0.005	0.018	
9:00	0.066	0.05	0.017	0.013	0.011	0.021	0.020	0.029
9:30	0.058	0.066	0.041	0.024	0.012	0.005	0.021	
10:00	0.06	0.069	0.076	0.03	0.017	0.007	0.046	0.043
10:30	0.077	0.069	0.052	0.055	0.022	0.022	0.066	
11:00	0.092	0.094	0.09	0.045	0.029	0.021	0.071	0.050
11:30	0.091	0.098	0.081	0.051	0.03	0.039	0.051	
12:00	0.092	0.088	0.113	0.057	0.035	0.05	0.051	0.068
12:30	0.105	0.085	0.101	0.064	0.035	0.029	0.051	
13:00	0.1	0.075	0.085	0.058	0.054	0.012	0.038	0.112
13:30	0.105	0.092	0.094	0.073	0.052	0.039	0.025	
14:00	0.089	0.092	0.094	0.068	0.055	0.012	0.027	0.082
14:30	0.089	0.096	0.082	0.056	0.056	0.006	0.046	
15:00	0.1	0.094	0.089	0.015	0.045	0.008	0.066	0.141
15:30	0.089	0.097	0.087	0.041	0.039	0.022	0.071	
16:00	0.106	0.093	0.065	0.027	0.038	0.021	0.051	0.079
16:30	0.1	0.084	0.103	0.035	0.028	0.04	0.051	
17:00	0.106	0.067	0.058	0.037	0.036	0.05	0.051	0.075
17:30	0.092	0.05	0.045	0.054	0.015	0.029	0.038	
18:00	0.089	0.077	0.056	0.067	0.015	0.012	0.025	
18:30	0.068	0.077	0.047	0.063	0.015	0.021	0.023	
19:00	0.071	0.084	0.05	0.065	0.031	0.039	0.025	
19:30	0.075	0.067	0.012	0.068	0.025	0.012	0.027	
Среднее	0.086	0.078	0.066	0.045	0.029	0.023	0.040	0.075

Так как этот процесс сопровождается сильными ветрами, то за счет перемешивания происходит быстрое сглаживание пиковых концентраций. Вторая составляющая представляет собой озон, образующийся непосредственно в нижней тропосфере за счет фотохимических реакций из углеводородов и окислов азота. Указанные предшественники могут иметь как естественное, так и искусственное (за счет антропогенной деятельности) происхождение. Пиковые концентрации

озона, образующегося в нижней тропосфере за счет фотохимических реакций, обычно приходится на периоды

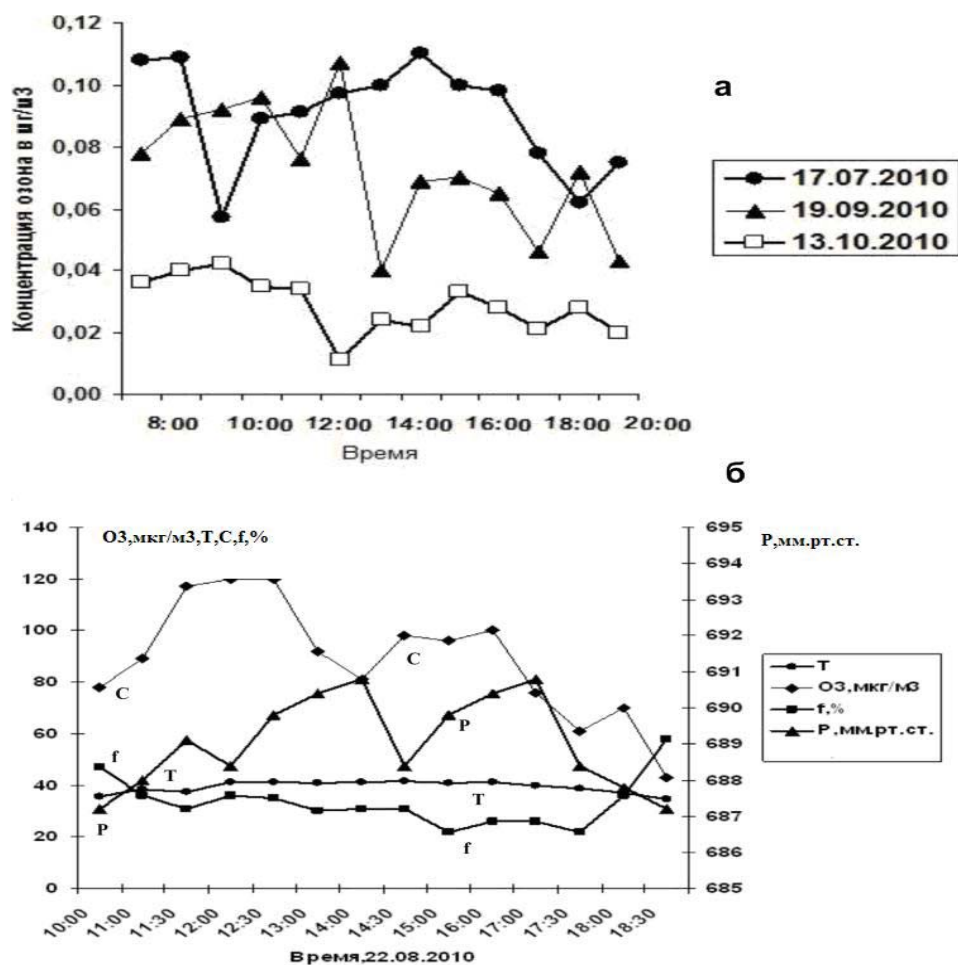


Рис.6.6. а - Изменение концентрации озона в период июль-октябрь 2010года ,
б- Изменение концентрации озона, температуры, давления и влажности воздуха в течение 22 августа 2010 года в г.Душанбе

стабильности воздушных масс и соответственно довольно долго сохраняются. Из метеорологических факторов на концентрацию озона сильнее всего влияет температура воздуха [165]. Вместе с ветром она во многом определяет скорость химических реакций. Связь концентраций озона со скоростью ветра нелинейная: содержание озона у земли может увеличиваться за счет притока тропосферного озона при больших скоростях переноса в пограничном слое, но концентрации приземного озона могут резко возрасти и при слабых ветрах, достигая экстремально высоких значений при штиле, благодаря фотохимической генерации озона в загрязненном воздухе [165]. В течение дня наблюдаются высокие концентрации в середине дня и низкие концентрации в утренние и вечерние часы.

В табл.6.5 приведены результаты измерения суточной концентрации озона и концентрации частиц размерами 0.3-1.0 мкм за 19-20 августа 2010 г. Суточная концентрация имеет максимум между 11-13 часами. Коэффициент корреляции между концентрацией озона и концентрацией частиц, приведенный в таблице, настолько мал, что этой связью можно пренебречь. На рис.6.7а приведено изменение концентрации озона в июле-ноябре 2010 г. При уменьшении температуры воздуха уменьшается концентрация O_3 . Максимум с 14.08.2010 по 11.09.2010 г связано с антропогенным воздействием. При вырубке порядка 100 деревьев в возрасте более 50 лет около здания ФТИ АН РТ в сентябре 2010 года (для расширения автотрассы г. Душанбе–г. Вахдат) содержание озона в атмосфере увеличилось на 30%. Это пример отрицательного антропогенного воздействия на окружающую среду. На рис.6.7б, приведено изменение концентрации озона с температурой. Эта зависимость является достаточно линейной и коэффициент корреляции составляет 0.75, что считается очень высоким.

Рис.6.8 иллюстрирует результаты измерения суточной концентрации O_3 в чистой атмосфере, в период пыльной мглы и на экспериментальной высокогорной базе ФТИ в п.Зидды. В период пыльной мглы концентрация озона уменьшается до 80 мкг/м^3 . Слабее, но статистически ощутимо концентрация озона зависит и от влажности воздуха: увеличение количества влажного аэрозоля способствует быстрому разрушению озона [164]. Среднесуточное значение концентрации озона в период июль- ноябрь 2010 г находилось в области $40\text{-}120 \text{ мкг/м}^3$, что превышает предельно допустимую концентрацию (ПДК) (для жилых зон 30 мкг/м^3) .

Таблица 6.5.

Изменение суточной концентрации озона и концентрации частиц в
г. Душанбе

19.08.2010	O ₃	Концентрация частиц, 1/см ³				
		>0.3мкм	>0.4мкм	>0.5мкм	>0.8мкм	>1.0мкм
10:00	0.078	221	179	88	15	8
11:00	0.089	125	70	31	8	6
12:00	0.12	80	33	16	4	2
13:00	0.092	63	24	11	3	2
14:00	0.081	61	23	10	3	2
15:00	0.096	61	23	10	2	2
16:00	0.1	57	20	9	3	2
17:00	0.076	54	20	9	2	1
18:00	0.07	62	24	11	3	2
19:00	0.107	115	51	23	6	4
20:00	0.05	116	44	20	5	4
21:00	0.04	116	50	21	5	3
22:00	0.063	86	33	15	5	3
23:00	0.069	82	34	15	4	3
0:00	0.074	78	31	14	3	2
1:00	0.07	84	35	15	3	2
2:00	0.076	81	33	14	3	2
3:00	0.065	80	32	14	3	2
4:00	0.018	77	32	14	3	2
5:00	0.046	78	32	14	4	2
6:00	0.045	76	31	15	4	3
7:00	0.072	74	30	15	5	3
7:30	0.054	78	32	17	6	4
8:00	0.043	78	34	17	6	4
10:00	0.063	89	38	18	6	4
Коэфф.корреляции		-0.089	-0.014	0.001	-0.094	-0.19

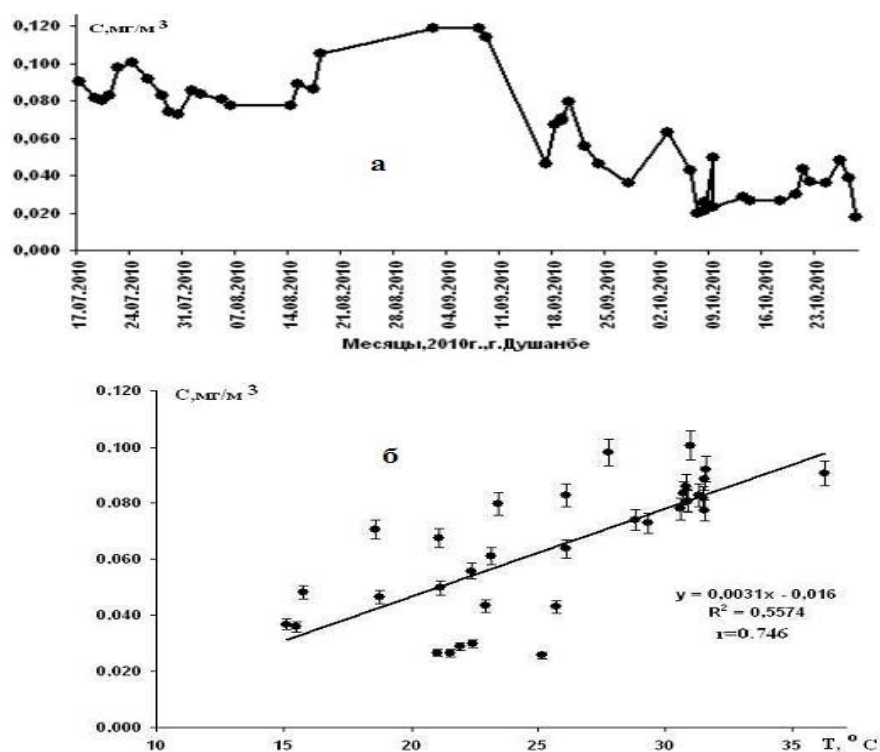


Рис.6.7. а - Изменение концентрации озона в период июль-октябрь 2010 г в г. Душанбе, б - корреляция концентрации озона с температурой.

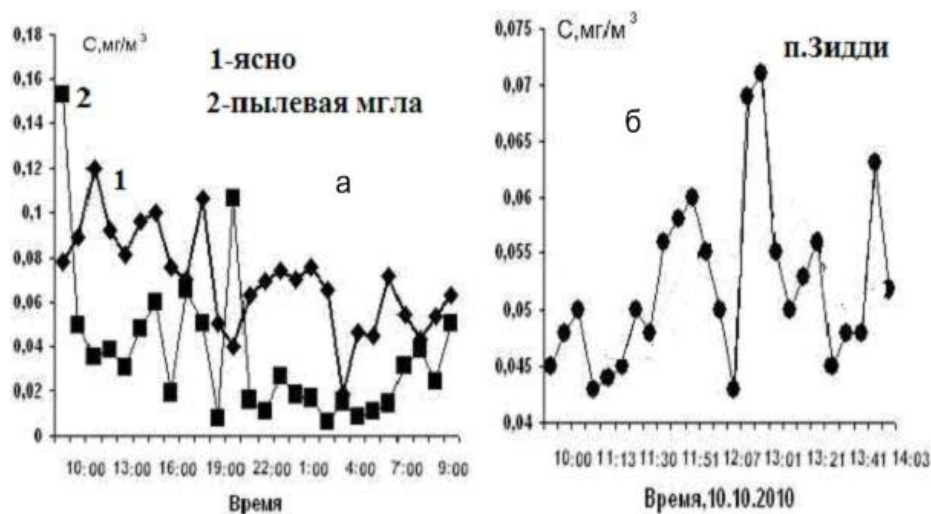


Рис.6.8. а - Изменение суточной концентрации озона в ясной атмосфере и в период пыльной мглы в г. Душанбе; б - Изменение концентрации озона в дневное время в п. Зидды .

Среднедневное значение концентрации приземного озона в период наблюдения составило $52 \text{ мкг}/\text{м}^3$. Содержание озона в приземном слое определяется соотношением скоростей переноса воздушных масс (горизонтального и вертикального), фотохимической генерацией, а также фотохимическим и

химическим разрушением [165]. Поскольку во всей свободной тропосфере концентрации озона в единицах отношения смеси практически всегда возрастает с ростом высоты, оставаясь при этом ниже ПДК [165], опасные уровни озона образуются в пограничном слое в результате его фотохимической генерации. Так как п. Зидди расположен на высоте, превышающей высоту г. Душанбе в три раза, естественно уровень концентрации озона там выше. Максимальная концентрация озона в п. Зидди зарегистрирована в 13 ч.

Таблица 6.6.

Изменение суточной концентрации озона и концентрации частиц в п.Зидди

10.10.2010г	O ₃ ,мг/м ³	Концентрация частиц,1/см ³				
		d>0.3	d>0.4	d>0.5	d>0.8	d>1.0 мкм
10:00	0.045	10	6	5	2	1
11:00	0.048	10	5	4	2	1
11:30	0.05	11	5	4	2	1
12:00	0.055	10	5	4	2	1
13:00	0.071	3	2	1	0	0
13:30	0.045	7	4	3	1	1
14:00	0.052	7	4	3	1	1
Коэффициент корреляции		-0.20	-0.27	-0.36	-0.38	-0.39

В табл.6.6 приведены результаты измерения концентрации O_3 и концентрации частиц в диапазоне 0.3-1.0 мкм за 10 октября 2010 года.

В таблице приведены рассчитанный коэффициент корреляции между концентрацией озона и средней концентрацией частиц, он оказался отрицательным для фракции аэрозоля ($d > 1.0 \mu m$): $r = -0.39$.

Проведенные исследования суточной вариации O_3 в атмосфере пустыни П. Айваджа, субаридной зоны г. Душанбе и высокогорной зоны Зидди в июле 2011 г., привели к следующим результатам (рис 6.9): для п. Айваджа

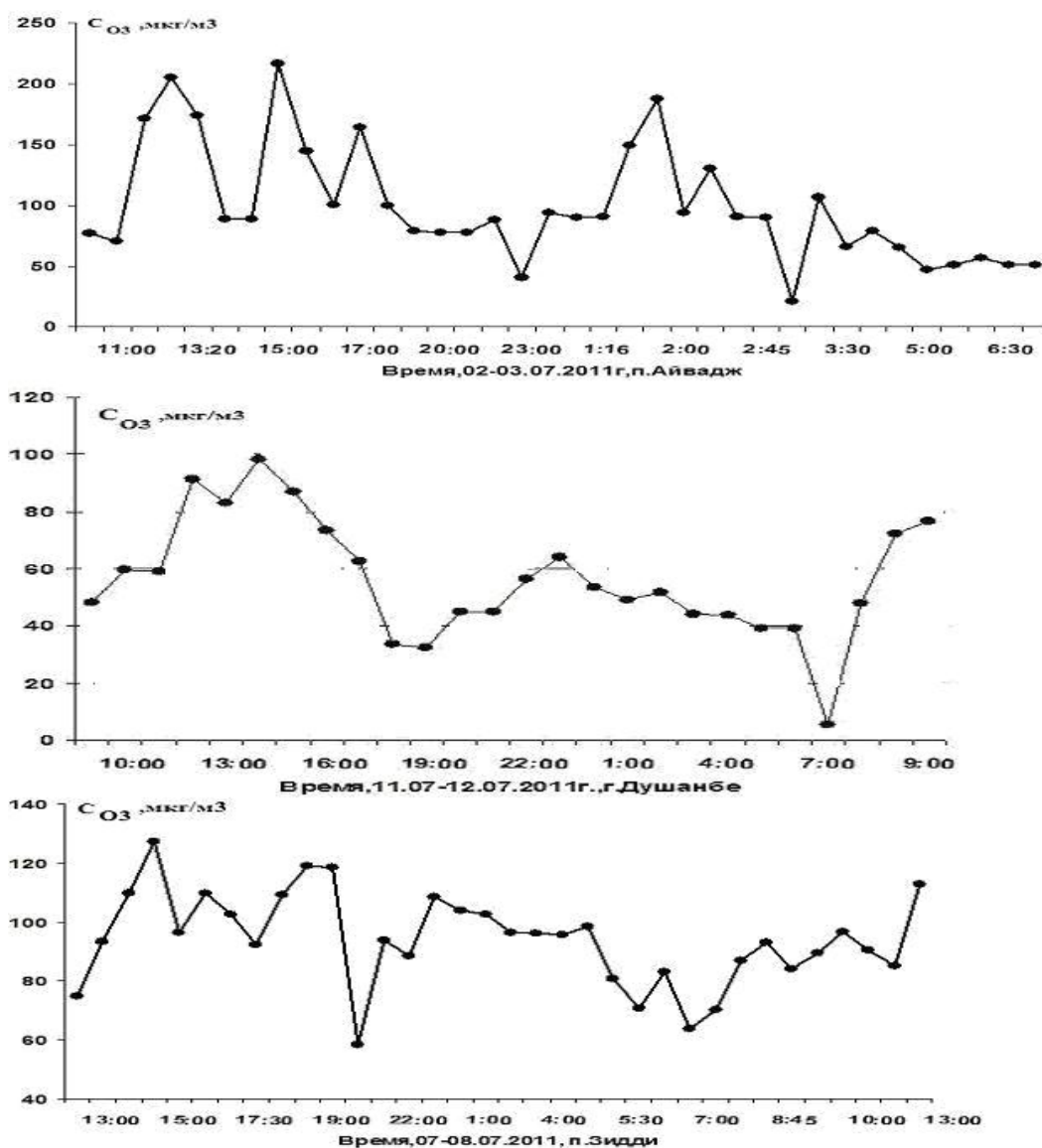


Рис.6.9. Среднесуточные изменение концентрации O_3 в приземном слое атмосфере:
1- пустыне п. Айвадж; 2- г. Душанбе; 3- высокогорной зоны п. Зидди.

среднее амплитудное значение 106 мкг/м^3 при максимальном значении 419 мкг/м^3 ; для г. Душанбе среднее амплитудное значение 59 мкг/м^3 при максимальном значении 108 мкг/м^3 и минимальном - 33 мкг/м^3 ; для п. Зидди среднее амплитудное значение 94 мкг/м^3 при максимальном значении 144 мкг/м^3 . При пыльной мгле среднедневное падение концентрации O_3 составляет $10\text{-}55 \text{ мкг/м}^3$ (рис. 6.10).

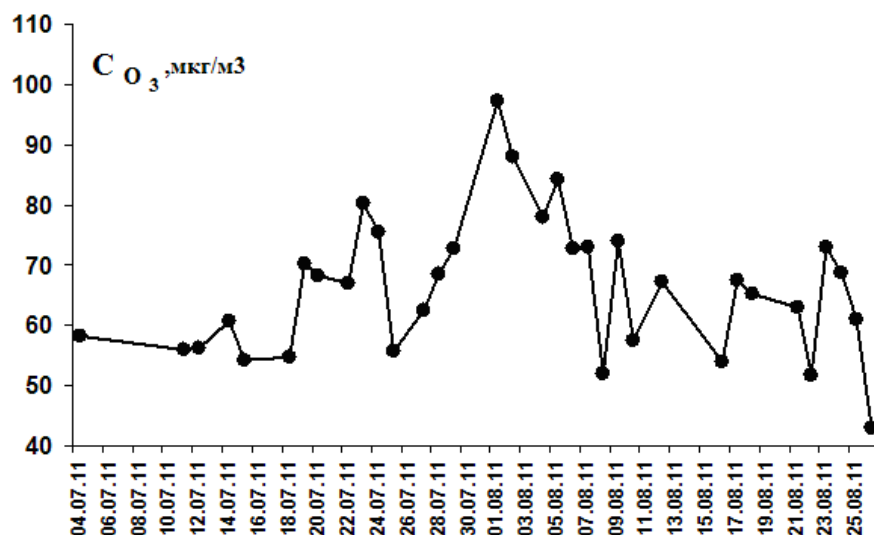


Рис. 6.10. Вариация среднедневных значения озона в приземном слое г. Душанбе

Исследование концентрации озона в приземном слое атмосферы г. Душанбе указывает на высокое содержание озона, превышающее ПДК в несколько раз. Поэтому необходимо принимать меры по восстановлению приемлемого уровня концентрации O_3 в приземном слое атмосферы. Так как озон является токсичной примесью атмосферы, оказывающей в высоких концентрациях негативное воздействие на здоровье человека и растительность. Он относится к веществам первого класса опасности - “чрезвычайно опасные вещества”, вследствие особой токсичности озона как отмечено выше.

На территории г. Душанбе уровни озона, превышающие предельно допустимые концентрации отмечались в августе 2010 - 2011гг. Для решения этой проблемы, прежде всего, необходимо создать в Таджикистане станцию постоянного контроля концентрации озона и его предшественников в атмосфере. Получаемая информация может быть использована для оповещения населения. На основе полученных данных также можно планировать действия по охране окружающей среды с целью снижения концентрации озона в атмосферном воздухе [306-314].

6.3. Изучение изменения радиационных характеристик атмосферы и альbedo поверхности юго-восточной части Центральной Азии

На рис.6.11 приведены первые результаты измерения глобальной и отраженной радиации $Вт/м^2$, а также температура воздуха, и изменение альbedo поверхности и температура воздуха в г. Душанбе, выборочно в декабре 2010 г.

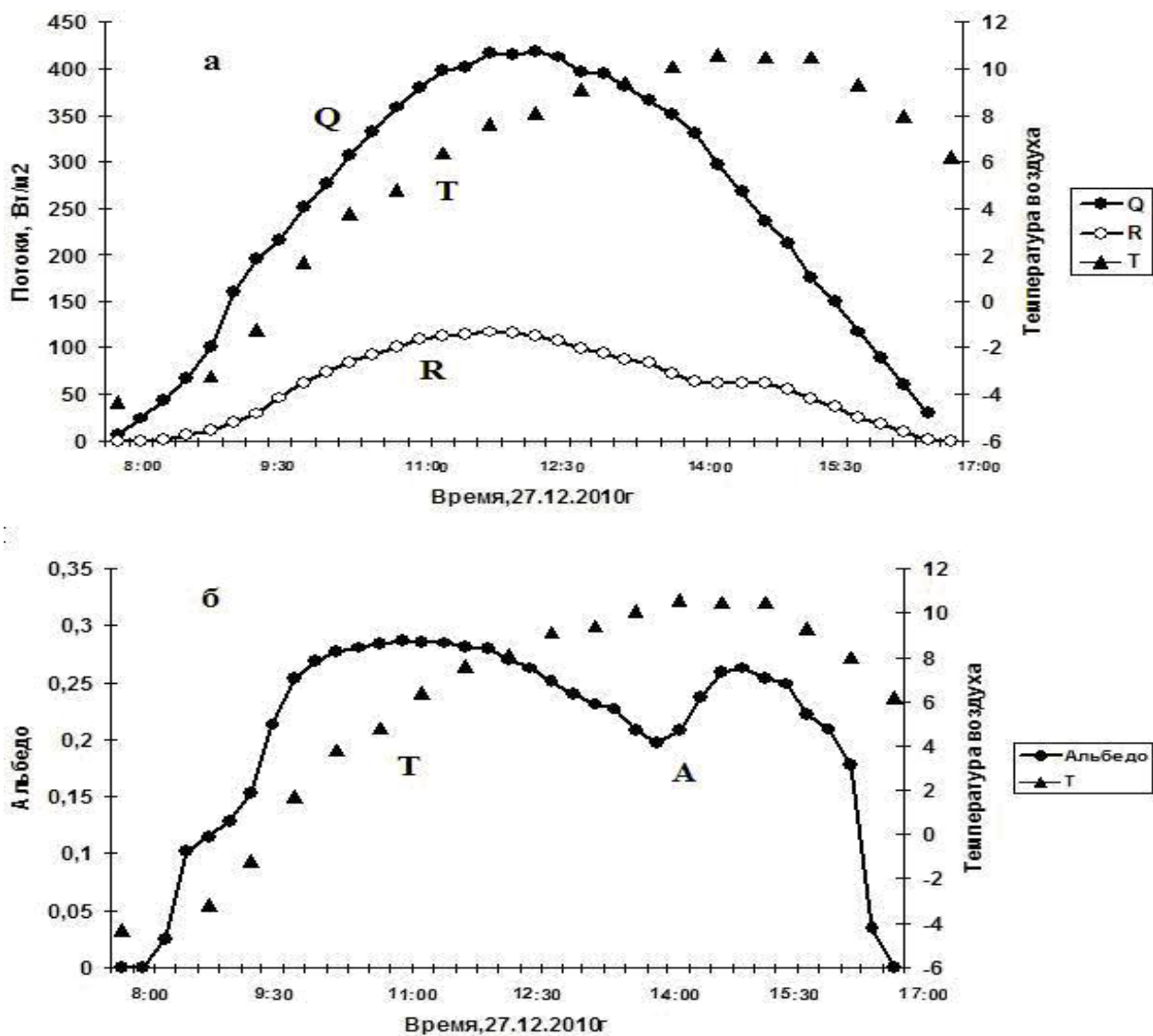


Рис.6.11 а - изменение суммарной, отраженной радиации и температура воздуха;
б- изменение альbedo поверхности и температура воздуха в г.Душанбе 27.12.2010 г.

В табл. 6.7 приведены данные серий измерений в период с апреля по август 2011года.

Таблица 6.7.

Изменение суммарной радиации , отраженной радиации и альбедо поверхности в
г. Душанбе .

Параметры	Q	P*	R	A
IV(N**=24640)				
среднее	338.238	1.387	97.363	0.288
максимум	989.000	0.998	276.700	0.298
минимум	0.275	0.111	0.275	0.1
V(N=31207)				
среднее	358.476	0.393	91.383	0.255
максимум	1293.000	1.000	335.500	0.259
минимум	0.275	0.111	0.275	0.1
VI(N=39276)				
среднее	387.522	0.413	98.749	0.255
максимум	1133.000	1.000	297.800	0.263
минимум	0.275	0.111	0.275	0.1
VII(N=28745)				
среднее	395.812	0.393	101.579	0.257
максимум	946.000	1.000	261.000	0.276
минимум	0.274	0.111	0.274	0.1
VIII(N=35904)				
среднее	363.191	0.377	85.256	0.235
максимум	978.000	1.000	273.000	0.292
минимум	0.274	0.111	0.274	0.1

* - поток солнечной радиации P, МДж/м²

** - количество измерений

На рис. 6.12 приведены результаты вариации суммарной, отраженной радиации в кВт/м² и альбедо поверхности в ясный день (19.08.2011 г.) и в период пыльной мглы (27.08.2011 г.). Как видно из рисунка в период пыльной мглы как глобальная, так и отраженная радиация уменьшаются существенно.

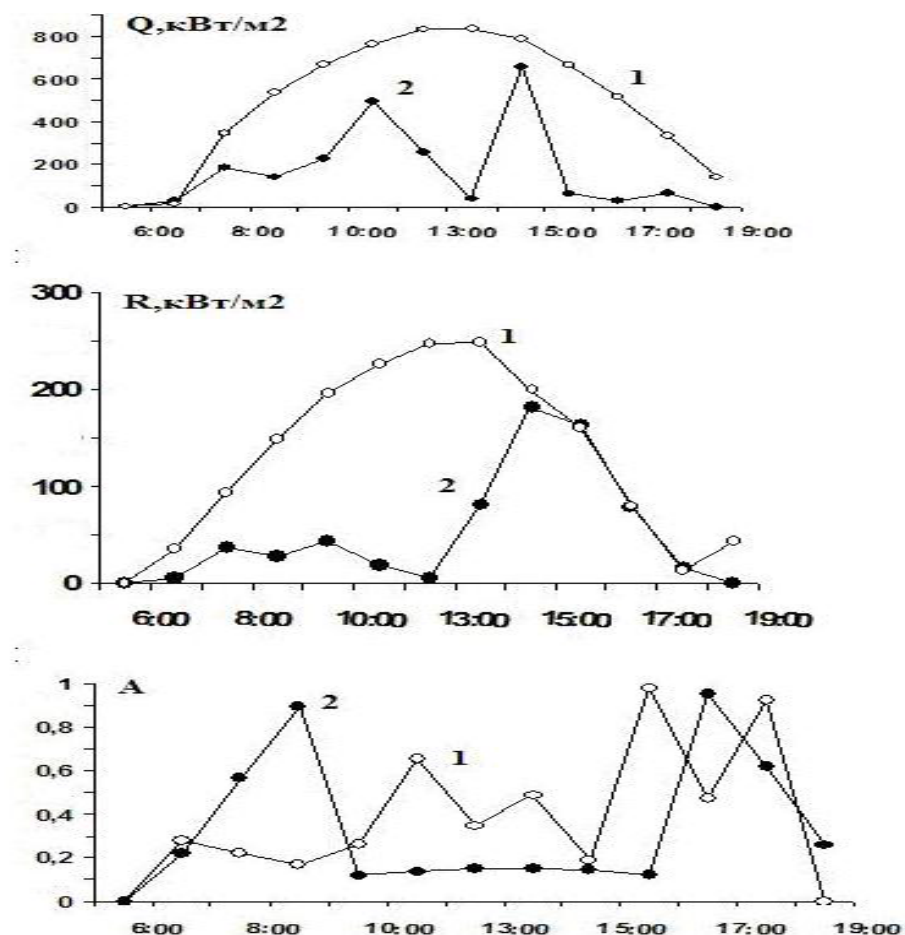


Рис. 6.12. Изменение суммарной, отраженной радиации, альbedo поверхности в:
1-ясный день (19.08.2011 г); 2 - пыльной мглы (27.08.2011 г).

Данные измерений основных метеорологических параметров накапливаются с 5 марта 2005 г, оптических и микрофизических характеристик аэрозоля – с 5 июля 2010 г и солнечной радиации в широком спектральном диапазоне – с марта 2011 г. Использование датчиков излучения, имеющих вторичный стандарт и первый класс для измерений, методики измерения и обработка сигналов в соответствии с требованиями WMO позволили достигнуть точности конечных данных, необходимых для последующего использования их при моделировании и анализе результатов измерений [315]. В табл. 6.8. приведены средние и пиковые месячные значения суммарной радиации Q в Вт/м^2 , отраженной радиации R в Вт/м^2 , альbedo поверхности A и общее количество измерения N в г. Душанбе в период март 2011-сентябрь 2013 г.

Таблица 6.8.

Средние и пиковые месячные значения суммарной, отраженной радиации, альbedo поверхности и общее количество измерения N в г. Душанбе в период март 2011-август 2013 г.

	Q, Вт/м ²	R, Вт/м ²	A	Q, Вт/м ²	R, Вт/м ²	A	N
	Среднее			Максимальное			
III(2011)	346,88	86,73	0,23	1057,00	276,70	0,31	19143
IV	443,15	126,01	0,25	1037,00	295,60	0,33	21923
V	462,40	120,05	0,23	1293,00	335,50	0,30	27565
VI	492,07	122,17	0,22	1133,00	300,00	0,32	42897
VII	499,18	132,85	0,25	946,00	261,00	0,34	25927
VIII	386,18	108,19	0,27	978,00	273,00	0,40	28165
IX	439,74	121,64	0,26	938,00	259,40	0,30	21329
X	279,29	70,16	0,22	802,00	213,30	0,30	18401
XI	212,41	33,38	0,14	750,50	179,70	0,39	14164
XII	193,89	39,59	0,19	601,90	201,40	0,39	11700
I (2012)	218,54	52,90	0,26	693,00	258,70	0,91	15210
II	224,05	65,73	0,30	891,00	436,60	0,91	16182
III	287,15	73,95	0,24	1050,00	361,55	0,40	19677
IV	354,20	83,71	0,22	1087,00	273,50	0,38	23525
V	345,72	80,42	0,20	1243,00	286,90	0,47	26207
VI	420,96	91,95	0,20	1194,00	284,40	0,40	9747
VII	491,57	111,83	0,21	1095,00	253,00	0,43	9362
VIII	457,34	100,70	0,22	937,00	200,86	0,46	8673
IX	415,99	106,68	0,26	900,00	223,60	0,56	19241
X	342,04	87,48	0,25	831,00	205,83	0,35	20456
XI	225,99	36,90	0,17	942,16	117,47	0,30	2799
XII	200,20	52,63	0,27	605,30	335,12	0,36	16264
I (2013)	217,25	57,02	0,26	714,40	252,40	0,91	16838
II	220,72	54,22	0,21	787,50	185,85	0,98	17696
III	313,92	75,64	0,22	1051,00	483,23	0,39	21531
IV	358,01	86,29	0,21	1183,00	273,27	0,33	23387
V	459,71	110,88	0,19	1181,00	280,83	0,39	25951
VI	471,90	105,11	0,19	1236,00	268,49	0,38	26032
VII	481,58	107,27	0,20	1097,00	249,43	0,38	25283
VIII	455,17	113,33	0,22	1046,00	252,41	0,38	24870
IX	460,30	62,49	0,22	937,19	213,00	0,38	22008

В период март 2011-август 2013г получены данные об изменении глобальной радиации от 0.194 до 1.293 кВт/м² при среднем значении 0.670 кВт/м². Отраженная радиация менялась в диапазоне 0.034 – 0.484 кВт/м² при среднем значении 0.178 кВт/м². Альbedo поверхности менялось от 0.14 до 0.98 при среднем за период наблюдения 0.22. Данная статистика охватывает 600145 серий измерений.

Обнаружено, что в дневном ходе максимум радиации (глобальная, отраженная радиация и альbedo поверхности) опережает максимум температуры воздуха на 3 часа. Установлено, что суточный ход часовых сумм глобальной радиации ΣhQ в относительных единицах (в процентах от суточных сумм ΣdQ) в разные месяцы для г. Душанбе зависит от продолжительности дня: в зимнее время кривая суживается у основания и увеличивается по абсолютной величине в максимуме (в полдень).

Основные результаты и выводы

1. Создан универсальный комплекс аппаратуры и разработаны методики для исследования структуры и свойств аэрозольной компоненты атмосферы с помощью которых решены прикладные и фундаментальные задачи по влиянию естественных и антропогенных факторов на радиационный режим и региональный климат Таджикистана. Комплекс аппаратуры включает: экспериментальную оптическую установку для синхронных измерений пропускания излучения атмосферой в диапазоне длин волн (0.3-25 мкм); многокаскадный импактор для равномерного осаждения проб аэрозолей; фотоэлектрический аэрозольный нефелометр (ФАН) для измерения коэффициента аэрозольного ослабления; аппаратуру для измерения массовой концентрации аэрозольных частиц; 16-канальный оптический счетчик аэрозольных частиц диапазона 0.6-3.6 мкм; солнечный фотометр СЕ-318; аэрозольный счетчик частиц диапазона 0.3-1.0 мкм; альбедометр; пиранометр; газоанализаторы CO_2 , O_3 и водяного пара.

Для исследования аэрозольной компоненты атмосферы использованы методы ИК - и фотоакустической спектроскопии, лазерной флуориметрии, метод диффузного отражения, элементный и изотопный анализ, а также данные сети АЭРОНЕТ г. Душанбе.

Представленный экспериментальный материал базируется на данных:

а) по анализу температурных эффектов пылевой мглы и пылевых бурь (1989-2013 г.г.)

б) по исследованию оптических и микрофизических характеристик аэрозоля по программе АЭРОНЕТ (2010-2013 г.г.)

2. Установлено, что соотношение оптических толщин в видимой и ИК - области спектра для пылевого аэрозоля при моделировании пылевой мглы в аэрозольной камере составляет $\tau_{0.55\text{ мкм}}/\tau_{10.2\text{ мкм}} = 1.4-3.2$. Это свидетельствует о том, что оптические свойства пылевой мглы в видимой и ИК - области спектра формируют крупные по размеру в несколько микрон частицы. Соотношение оптических толщин для пылевой мглы на порядок меньше, чем для дымового аэрозоля.

3. По данным микрофизических измерений установлено, что в период пылевой бури массовая концентрация пылевого аэрозоля достигает $6-7 \text{ мг/м}^3$, что в

30-50 раз больше, чем для относительно чистой атмосферы. Функции распределения аэрозоля оказались бимодальными с максимумами, соответствующими частицам, с диаметром $d \approx 1$ мкм и $d \approx 3$ мкм.

4. Исследования ИК спектров проб аэрозолей и почв (80 проб) свидетельствуют о почвенном происхождении пылевого аэрозоля. Сравнительный анализ ИК - спектров почв и ПБ (ПМ) в диапазоне частот $400 - 4000 \text{ см}^{-1}$ позволяют оперативно определить источник образования ПБ (ПМ).

5. Методом Крамерса–Кронига на основе измеренных спектров отражения $R(\nu)$ прессованного и полированного образцов пылевого аэрозоля с учетом “привязки” значение показателя преломления в видимой области, полученное иммерсионным методом, определены спектры $n(\nu)$ и $k(\nu)$ в области достаточно интенсивных инфракрасных максимумов полос поглощения. Определены соотношения экстинкции $\varepsilon/\varepsilon_{0.55\text{мкм}}$ и альбедо однократного рассеяния для среднего эффективного радиуса частиц $r_{\text{эфф}}$ по теории Ми.

6. Методом лазерной флуориметрии установлено наличие флуоресцирующих органических веществ в пробах почв и пыльной мглы и выявлен временной ход изменения флуоресценции при изучении динамики процесса растворения аэрозоля. Проведен экспресс-анализ загрязнения водных сред вследствие ПБ (ПМ), позволяющий идентифицировать наиболее вероятные зоны образования источника ПБ (ПМ), а также оценить содержание органической компоненты аэрозоля.

7. Методами фотоакустической спектроскопии и диффузного отражения в ультрафиолетовой и видимой области спектра установлено, что увеличение поглощения аэрозолем происходит в коротковолновой области спектра. В области 0.5-0.6 мкм наблюдается ряд диффузных полос в виде устойчиво воспроизводимого максимума, а в области 0.2-0.4 мкм наблюдается структурная полоса с заметным максимумом экстинкции в области 0.22 мкм. Сопоставление полученных результатов с результатами работ по марсианской пыли свидетельствуют о некотором их сходстве (заметный максимум экстинкции в области 0.22 мкм; множество узких полос (диффузные полосы) в видимой области спектра; полосы поглощения при 3, 7 и 9.6 мкм; наличие температурных эффектов, приводящих к охлаждению приземного слоя планет в период пылевых бурь, элементный, изотопный и минералогический состав). Методом диффузного

отражения в видимой области спектра получены спектр альbedo подстилающей поверхности, удельная поглощательная способность и альbedo однократного рассеяния для аэрозольного слоя.

8. Результаты анализа элементного состава проб пыльной мглы свидетельствуют о десятикратном повышении содержания радиоактивных изотопов по сравнению с пробами почвы районов, расположенных по пути распространения пыльной мглы, что является доказательством обогащения пыльной мглы изотопами из сопредельных государств (Китай, Пакистан, Афганистан и др.), в частности - изотопом калия K-40. Повышение концентрации изотопа K-40 свидетельствует о повышении уровня содержания урана и тория в исследованных пробах, концентрация которых колеблется от 330 Бк/кг для проб почвы до 2300 Бк/кг для проб пыльной мглы. Из 80- исследованных проб в пяти обнаружен Cs-137 (от 6-12 Бк/кг), только в двух пробах - изотоп Be-7 (3056 Бк/кг и 3645 Бк/кг), в двух других – изотопы Ra-226 (77.333 Бк/кг) и Th-234 (32.890 Бк/кг).

9. Проведен анализ температурных эффектов ПБ (ПМ) за период 1989-2012гг. Полученные результаты температурных эффектов пылевого аэрозоля для пяти станций, расположенных по пути распространения пылевых бурь, свидетельствуют о том, что в 41% случае пылевой аэрозоль усиливает парниковый эффект, а в 59% случаев, наоборот, его ослабляет.

10. Определены статистические характеристики аэрозольной оптической толщины (АОТ) и параметр Ангстрема, характеризующие её спектральную зависимость. Установлено, что распределение повторяемости АОТ носит логнормальный, а показатель Ангстрема – нормальный характер. Их средние значения соответствуют типичным значениям для аридной зоны. Показано последовательное изменение АОТ в течение суток. Временная зависимость показателя Ангстрема свидетельствует о изменении содержания мелких частиц, преобладающих в утренние часы, на более крупные - в вечерние часы при отсутствии пыльной мглы. В качестве справочного материала эти данные выставлены в INTERNET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) для использования специалистами широкого профиля.

11. Исследовано влияние антропогенных факторов на изменение климата: вариация концентрации углекислого газа, приземного озона и водяного пара в

атмосфере, изменение альбедо поверхности, изменение радиационных характеристик атмосферы (суммарная и отраженная радиация). На основе результатов суточной вариации углекислого газа и озона в атмосфере пустыни П. Айвадж, субаридной зоны г. Душанбе и высокогорной зоны п. Зидди в 2010-2012 гг. установлено, что для пустынной зоны и среднегорья среднесуточное значение содержания углекислого газа сравнимо со средним глобальным планетарным значением, в высокогорье эти значения сравнимы со значениями доиндустриального периода. При пыльной мгле среднедневное падение концентрации углекислого газа для региона составляет от 40 до 140 ppm. Коэффициент корреляции изменения концентрации углекислого газа с температурой составляет $r=-0.502$, что свидетельствует об отрицательной корреляции зависимости изменения температуры с концентрацией углекислого газа. Установлено, что среднесуточные значения концентрации приземного озона в пустыне превышает ПДК (высокие уровни озона в атмосфере пустыни связаны с повышенной температурой воздуха и высоким уровнем солнечной радиации), а на высокогорьях это значение находится на уровне ПДК. При пыльной мгле среднедневное падение концентрации озона в регионе колеблется от 10 до 55 мкг/м³, а коэффициент корреляции изменения концентрации озона с температурой составляет $r=0.75$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа выполнена в основном в лаборатории физики атмосферы ФТИ им. С.У.Умарова АН Республики Таджикистан при постоянной поддержке как в постановке целей и задач исследования, так и к полученным результатам со стороны к.ф.-м.н., вед. н. сотр. Назарова Б.И., за что приношу свою признательность и благодарность. Считаю обязательным долгом выразить искреннюю благодарность ныне покойному А.Х.Шукурову за непосредственную помощь в создании комплекса экспериментального оборудования за пристальное отношение к работе, и ценные советы и замечания при обсуждении результатов. Искренне благодарю всех участников советско-американского эксперимента по изучению аридного аэрозоля в Таджикистане 1989 года: Г.С.Голицына, А.Х.Шукурова, Б.И.Назарова, Л.М.Шукуровой, Л.С.Ивлева, М.В.Панченко, Б.Д.Белана, В.В.Смирнова, Г.И.Горчакова, С.В.Андроновой, В.М.Минашкина, А.А.Исакова, И.Н.Соколика, С.М.Пирогова, Д.М.Кабанова, С.М.Сакерина, Г.М.Крапивцевой, Т.В.Кривчиковой, В.Н.Капустина, В.М.Копейкина и др., результаты работы, которых легли в основу представленной диссертации. Благодарю своих коллег по работе в лаборатории физики атмосферы, где всегда чувствуется творческая и дружеская атмосфера. Выражаю искреннюю благодарность профессорам Ю.Л.Матвееву, Макштасу А.П. и Васильеву А.В., любезно согласившимся рецензировать работу. Выражаю благодарность академику Г.С. Голицыну, академику Р. Марупову, член-корр. АН РТ И.И. Исмаилову, профессорам А.А. Виноградовой, Л.И. Альперовичу, В.М. Коровиной, М.В.Панченко, Т.Х. Салихову, Т. Шукурову, Б.Д. Белану, В.В. Фадееву, а также Л.М. Шукуровой, В.А. Маслову, Д.М. Кабанову, А.А. Исакову, С.В. Пацаевой за весьма полезные замечания и советы. Весьма признателен Т. Шукурову, Н.Х. Миникулову, Д.М. Шарифову, А.А. Джураеву, Т. Давлатшоеву, А.М. Жураеву, Х.Ф. Раджабову, М.А. Салиеву, А.М. Ашурову, З. Искандарову за помощь в проведении экспериментальной части работы. Благодарю куратора проекта Т-1688 доктора В.Я. Рудневой. Особую благодарность выражаю Р.А. Кариевой за ее труд по редактированию работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кондратьев К.Я.* Лучистая энергия Солнца // Л.: Гидрометеиздат. 1954. 600 с.
2. *Радионов С.Ф.* Электрометрическое исследование рассеяния света в земной атмосфере // М.: Изд. АН СССР. 1957. 234 с.
3. *Пясковская-Фесенкова Е.В.* Исследование рассеяния света в земной атмосфере // М.: Изд-во АН СССР. 1957. 219 с.
4. *Розенберг Г.В.* Пути развития атмосферной оптики / В кн: Актинометрия и атмосферная оптика. Л.: Гидрометеиздат. 1961. С. 9–15.
5. *Розенберг Г.В.* Сумерки // М.: Физматгиз. 1962. 380с.
6. *Лифшиц Г.Ш.* Рассеяние света в атмосфере // Ч.1. Алма-Ата.: Наука. 1965. 177 с.
7. *Зуев В.Е.* Прозрачность атмосферы для видимых и инфракрасных лучей // М.: Советское радио. 1966. 318 с.
8. *Гуди Р.* Атмосферная радиация // М.: Мир. 1966. 417 с
9. *Зуев В.Е.* Прозрачность атмосферы для видимых и инфракрасных лучей // М.: Советское радио. 1970. 496 с
10. *Кондратьев К.Я.* Климат и аэрозоль // Труды ГГО. 1976. Вып 381. С. 3-36.
11. *Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В.* Атмосферный аэрозоль // Л.: Гидрометеиздат. 1983. 224 с.
12. *Ивлев Л.С.* Химический состав и структура атмосферных аэрозолей // Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 368 с.
13. *Обухов А.М., Голицын Г.С.* Возможные атмосферные последствия ядерного конфликта // Земля и вселенная. 1983. №6. 280 с.
14. *Голицын Г.С., Шукуров А.Х.* Температурные эффекты пылевого аэрозоля на примере пылевых бурь Таджикистана // ДАН СССР. 1987. Т.297. №6. С.1334 -1337.
15. *Шукуров А.Х.* Исследование вариаций пропускания атмосферы в спектральном диапазоне 0.3-14.0 мкм // Автореф.дисс.... к. ф. м. н. Москва. 1972. 23 с.
16. *Гинзбург А.С., Соколик И.П.* Пропускание и отражения света атмосферным слоем поглощающего аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т.25. №9. С. 954-959.
17. *Brinkman A.W., McGregor J* Solar radiation in dense Saharan aerosol in northern Nigeria // J.Quart. J. Roy. Met. Soc. 1983. V.109. P. 831-847.
18. *Zurek R.W.* Martian great dust storms // Icarus. 1982. V. 50. №2 - 3. P. 288-310.

19. *Thompson S. L.; Schneider S. H., Golitsyn G.S. et al.* Environmental Consequences of Nuclear War // *Environment*. 1986. V.28. Issue 8. P. 22-28.
20. *Cess R. D.; Potter G. L.; Ghan S. J.; et al.* The climatic effects of large injections of atmospheric smoke and dust: A study of climate feedback mechanisms with one- and three-dimensional climate models // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 90. P. 12937-12950.
21. *Голицын Г.С., Шукуров А.Х., Гинзбург А.С.* Комплексное исследование микрофизических и оптических свойств дымового аэрозоля // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1988. Т. 24. №3. С. 227-234.
22. *Аникин П.П., Шукуров А.Х.* Спектральное ослабление излучение дымовым аэрозолем // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1988. Т.24. №3.С.244-249.
23. *Андропова А.В., Костина Е.М., Кутлов А.С. и др.* Оптические и микрофизические свойства аэрозолей полученных при горении различных материалов // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1988.Т.24 .№3. С. 250-256.
24. *Исаков А.А., Лушин В.В., Свириденков М.А.* Спектронефелометрические исследования дымовых аэрозолей // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1988. Т.24. №3. С. 257-263.
25. *Лушкин В.В., Исаков А.А.* Оптические характеристики дымовых аэрозолей // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1988. Т.24. №3. С. 264-270.
26. *Моисеев Н.Н., Александров В.В., Тарко А.М.* Человек и биосфера // М.: Наука. 1985. 272 с.
27. *Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А.* Глобальные климатические катастрофы // Л.: Гидрометеиздат. 1986. 160 с.
28. *Pittock A.B., Acherman T.P. Crutzen P.J., et. al.* Environment consequences of nuclear war. Physical effects // *Physical and Atmospheric Effects* 1985. V.1. 359 p.
29. *Тертышников А.В.* Предвестники сильных землетрясений в озоносфере // *Гелиогеофизические исследования*. 2012. Вып. 2. С. 54–59.
30. *Каретникова К.А.* Синоптические условия возникновения “афганца” и некоторые особенности этого явления // *Журнал Геофизики*. 1935. Т.5. С.36-80.
31. *Джорджия В.А.* Руководство по краткосрочным прогнозам погоды // Ташкент. 1954. Ч.II. С. 73-77.
32. *Романов Н.Н.* Пыльные бури в Средней Азии // Ташкент 1960. 198 с.

33. Бугаев В.А. Джорджия В.А., Козин Б.М. и др. Синоптические процессы Средней Азии // Ташкент. 1957. 67 с.
34. Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф. Пыльные бури в Таджикистане // в сб. Этюды по физике в Таджикистане. Душанбе. 1999. С. 18-25.
35. Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Шарифов Д.М., и др. Моделирование процесса переноса и распространения аридного аэрозоля // XIII Joint International Symposium "Atmospheric and ocean optics .Atmospheric physics." Symposium Proceedings. Tomsk. IOA SB RAS. 2006. С. 38-42.
36. Nazarov B.I., Salikhov D.K., Abdullaev S.F., et al. The description of moving of atmospheric particles in the near earth layer// Russian-Canadian Workshop Modeling atmospheric dispersion of weapons agents. Moscow. 2006. P. 137-139.
37. Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., и др., Закономерности пыльной мглы - количество эпизодов и продолжительность // Материалы международной конференции «Проблемы современной физики». Душанбе. 2010. С. 65-68.
38. Abdullaev S.F., Nazarov B.I., Madvaliev U., et al. Climate change in condition of arid and of high mountain regions of Tajikistan // Proceeding Book of XVII-th International Energy and Environment Fair and Conference. Istanbul. 2011. P. 277-278.
39. Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф. Аэрозольное загрязнение атмосферы в условиях аридных и высокогорных зон Таджикистана // Материалы международного совещания экспертов по экологии. Москва. 2008. С. 60-62.
40. Nazarov B.I., Abdullaev S.F. Aerosol pollution of the atmosphere as a result of dust storms (dust haze) in arid zone of Tajikistan // The 3-rd International Workshop DUST-2008. Leipzig. 2008. Poster Presentation N6. P. 12.
41. Назаров Б. И., Абдуллаев С. Ф., Маслов В.А. Влияние парниковых газов на глобальное изменение климата // Изв. АН РТ. Отд. Физ – мат - хим и геол.наук. 2009. №2 (135). С. 56-62.
42. Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф., Мадвалиев У., Маслов В.А. Некоторые аспекты глобального изменения климата в аридной и высокогорной зоне юго-восточной части Центральной Азии // Душанбе. 2010. 21 с. Деп. в НПИЦентр №06 (1837).
43. Абдуллаев С.Ф. Влияние глобального изменения климата и меры по адаптации к климатическим изменениям // В книге: Природа и мы: Вопросы экологически безопасного развития Таджикистана. Душанбе. 2009. С. 155-184.

44. *Кондратьев К.Я., Васильев О.Б., Ивлев Л.С., и др.* Влияния аэрозоля на перенос излучения: возможные климатические последствия // Л.: Из – во ЛГУ. 1973. 266 с.
45. *Дейрменджан Д.* Рассеяния электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами // М.: Мир. 1971. 165 с.
46. *Ивлев Л.С., Попова С.И.* Оптические константы атмосферного аэрозоля // Изв. вузов. Физика. 1972. №5. С. 91-97.
47. *Ивлев Л.С., Андреев С. Д.* Оптические свойства атмосферных аэрозолей // Л.: Из – во ЛГУ. 1986. 360 с.
48. *Борен К, Хафмен Д.* Поглощения и рассеяния света малыми частицами // М.: Мир. 1986. 664 с.
49. *Андропова А.В., Соколик И.Н.* Оптические постоянные пылевого аэрозоля //в сб. Советско-американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля. Санкт-Петербург. НПО Тайфун. 1992. С. 95-103.
50. *Довгалоук Ю.А. Ивлев Л.С.* Физика водных и других атмосферных аэрозолей. // Л.: Из – во ЛГУ. 1977. 255 с.
51. *Бызова Н.Л.* Рассеяния примеси в пограничном слое атмосферы //М.: Мир 1974. 191 с.
52. *Исаков А.А., Свириденков М.А., Лукишин В.В.* Солнечный ореол пыльной мглы и городской дымки в г Душанбе. //В сб.: Советско-американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля. Санкт-Петербург. НПО Тайфун. 1992. С. 91-95.
53. *Carlson T.N., Cavalry R.S.* Radioactive characteristics of Saharan dust at solar wavelengths // J. Geophys. Res. 1977. V.82. P. 3141-3152.
54. *De Luis J.J. et al.* Results of a comprehensive atmospheric aerosol-radiation experiment in the southwestern United States //J Apple. Meteor. 1976. V.15. P.441 -463.
55. *Grams G.W., Clifford I.H., Gillette D.A.* Complex index of refraction of air borne soil particles // J. Apple. Meteor. 1974. V.13. P. 7459-471.
56. *Herman B.M., Browning R.S., De Luis J.J.* Determination of the effective imaginary term of the complex refractive index of atmospheric dust by remote sensing: diffuse direct radiation method // J. Atmos. Sci. 1975. V.32. P. 918-925.
57. *Ивлев Л.С.* Аэрозольная модель атмосферы // в кн.: Проблемы физики атмосферы. 1969. Вып.8. С. 125-160.

58. Зуев В.Е., Ивлев Л.С., Кондратьев К.Я. Новые результаты исследований атмосферного аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1973. Т.9. №4. С. 371-385.
59. Particulate models: Their Validity and application // *Ed. J.H. Clifford*. NCAR-TN-PROG-68. 1971. 294 p.
60. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы // Т.2. Л.: Гидрометеиздат. 1986. 256 с.
61. Розенберг Г.В. Свойства атмосферного аэрозоля по данным оптического исследования // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1967. Т.3. №9. С. 936-949.
62. Смирнов В.И. Об аппроксимации экономических распределений облачных капель и других аэрозольных частиц // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1973. Т.9. №1. С. 54-65.
63. *Lindberg J.D.* The composition and optical absorption coefficient of atmospheric dust // *Apple.Opt.* 1974. V.13. P. 1923-1927.
64. *Lindberg J.D., Laude L.S.* Measurement of the absorption coefficient of atmospheric dust // *Apple. Opt.* 1974. V. 13. P. 1923-1927.
65. *Lindberg J.D., Gillespie J.B.* Relationships between particle size imaginaries refractive index in a atmospheric dust // *Apple. Opt.* 1977. V. 16. P. 2628-2630.
66. Альперович Л.И. Метод дисперсионных соотношений и его применения для определения оптических характеристик // Душанбе. Из – во Ирфон. 1973. 43 с.
67. *Hale G.M., Holland W.F. Query M.R.* Crams-Crooning analysis of relative reflectance spectra measured at an oblige angle // *Apple. Opt.* 1973. V. 12. P. 48.
68. Альперович Л.И., Латыфов С., Мамченко Т.Б. и др. // Тезисы докладов XIX Всесоюзного съезда по спектроскопии. 1983.Томск. Вып. 4. С. 35-37.
69. Альперович Л.И., Латыфов С., Мамченко Т.Б. Определение оптических постоянных твердой фазы аэрозоля методом пропускания и отражения // Доклады АН Тадж ССР. 1985. Т.28. №7. С. 395-398.
70. Альперович Л.И., Латыфов С., Мамченко Т.Б. и др. Определение оптических постоянных дисперсных сред в инфракрасной области // Коллоидный журнал. 1984. Т.46. №5. С. 999-1001.

71. *Waltz F.E.* Infrared absorption by atmospheric aerosols substances // *J.Geophys. Res* 1972. V. 77. P. 1017-1031.
72. *Waltz F.E.* Infrared constants of ammonium sulfate Sahara dust volcanic pumice and fly ash // *Apple. Opt.* 1973. V. 12. P. 564-568.
73. *Waltz F.E.* Infrared optical constants of aerosols at some locations // *Apple.Opt.* 1983. V. 22. P. 3690 - 3700.
74. *Patterson E.M., Gillette D.A., Stockton B.H.* Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols // *J. Geophysics. Res.* 1977. V.82. P. 3152-3160.
75. *Krum G.* Reflectance Spectroscopy // *Inter Science.* New-York. 1969. 353 p.
76. *Андропова А.В. Минашкин В.М. и др.* Исследование микрофизических и оптических характеристик пылевых аэрозолей различных регионов СССР // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.* 1989. Т.25. №1. С.40-44.
77. *Кондратьев К.Я., Тер – Маркарян П.Е.* Полный радиационный эксперимент. // *Л. Из – во Гидрометеиздат.* 1976. 240 с.
78. *Кондратьев К.Я., Жвалев В.Ф.* Первый глобальный эксперимент ПИГАП “Аэрозоль и климат” // *Л. Из – во Гидрометеиздат.* 1976. 239 с.
79. Советско-американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля. // *Под. ред. Голицына Г.С.* Санкт-Петербург. НПО Тайфун. 1992. 208 с.
80. *Кривичева Г.М., Кривчикова Т.В., Шукуров А.Х.* Об аэросиноптических условиях в период советско-американского пылевого эксперимента в Таджикистане в сентябре 1989г // *Там же.* С. 20-24.
81. *Мак – Кинон Д.* Спутниковые данные о пыльных бурях в Таджикистане // *Там же.* С. 25-26.
82. *Белан Б.Д., Кабанов Д.М., Панченко М.В. и др.* Самолетное зондирование параметров атмосферы в пылевом эксперименте // *Там же.* С. 26-28.
83. *Golitsyn G.S., Shukurov A.Kh., Abdullaev S.F., Nazarov B.I.* On the surface are cooling due too dust atmospheric turbidity //in book *Soviet-American experiment on arid aerosol.* St.Petersburg. Hydrometeoizdat. 1993. P 67-78.
84. *Shukurov Kh., Nazarov B.I., Abdullaev S.F., et.al.* On optical depth ratios of dust aerosol in visible and infrared spectra regions // *In book Soviet-American experiment on arid aerosol.* St.Petersburg. Hydrometeoizdat. 1993. P.83-88.

85. Андропова А.В., Жуковский Д.А., Жвалев В.Ф., и др. Химические и микрофизические особенности аэрозолей на измерительных площадках Шаартуз и Эсанбай // в сб. Советско-американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля. Санкт-Петербург. НПО "Тайфун". 1992. С. 118-129.
86. Павлов В.Е. О контроле устойчивости оптических свойств атмосферы при малых и больших оптических толщах // Атмосферная оптика. М.: Наука. 1968. С. 63-66.
87. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. Аэрозольное ослабление оптического излучения в атмосфере аридной зоны // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 10. С. 1318-1329.
88. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. Суточная изменчивость аэрозольного ослабления оптического излучения в дымках аридной зоны // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 07. С. 945-951.
89. Sukovatov K. Yu., Pavlov V. E. and Oshlakov V. K. Estimates of the variations of the aerosol optical depth according to observations of directional scattering coefficients in southeast Kazakhstan // Atmospheric and Oceanic Optics. 2010. V.23. №6. P. 404-410.
90. Pavlov V. E., Sviridenkov M. A., Zhuravleva T. B., et al. Aerosol scattering phase function for the arid territory of southeast Kazakhstan // Atmospheric and Oceanic Optics. 2011. V.24. №3. P. 247-252.
91. Ивлев Л.С. Аэрозольное воздействие на климатические процессы // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т.24. № 5. С. 392-410.
92. Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Бедарева Т.В., и др. Аэрозольная оптическая толща атмосферы в Дальневосточном Приморье по данным спутниковых и наземных наблюдений // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 8. С. 654-660.
93. Кабанов Д.М., Курбангалиев Т.Р., Рассказчикова Т.М., и др. Влияние синоптических факторов на вариации аэрозольной оптической толщи атмосферы в условиях Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т.24. № 8. С. 665-674.
94. Сакерин С.М., Афонин С.В., Энгель М.В., и др. Пространственно-временная изменчивость аэрозольной оптической толщи атмосферы в Приморье и прилегающих морях в августе 2010 г // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т.24. № 9. С. 731-736.

95. Zhuravleva T. B., Kabanov D. M. and Sakerin S. M. On daytime variations of atmospheric aerosol optical depth and aerosol radiative forcing // Atmospheric and Oceanic Optics. 2010. V.23. №6. P. 528-537.
96. Sakerin S. M., Pavlov A. N., Kabanov D. M, et al. Results of an integrated aerosol experiment in the continent-ocean transition zone (Primorye and the Sea of Japan); Part 1: Variations of atmospheric aerosol optical depth and vertical profiles // Atmospheric and Oceanic Optics. 2011. V.24. №1. P. 64-73.
97. Заяханов А.С., Жамсуева Г.С., Нагуслаев С.А., и др. Результаты исследований аэрозольной оптической толщи атмосферы в Байкальском регионе // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т.23. № 6. С. 466 - 470.
98. Hansen A.D.A., Rosen H., Novakov T. The aethalometer - an instrument for the real time measurement of optical absorption by aerosol particles // Sci.Total Environ. 1984. V. 36. № 1. P. 191-196.
99. Козлов В.С., Панченко М.В., Терпугова С.А., и др. Динамика временной изменчивости характеристик субмикронного приземного аэрозоля и сажи в Западной Сибири // В сб.: Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития Томск. Изд-во ИОА СО РАН. 2002. С. 156-164.
100. Kozlov V.S., Panchenko M.V., Yausheva E.P. Mass fraction of Black Carbon in submicron aerosol as an indicator of influence of smokes from remote forest fires in Siberia // Atmos. Environ. 2008. V. 42. № 11. P. 2611-2620.
101. Козлов В.С., Панченко М.В., Яушева Е.П. Временная изменчивость содержания субмикронного аэрозоля и сажи в приземном слое атмосферы Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 12. С. 1082-1085.
102. Kozlov V. S., Pol'kin V. V., Panchenko M. V., et al. Results of integrated aerosol experiment in the continent-ocean transition zone (Primorye and the Japan Sea). Part 3. Microphysical characteristics and ion composition of aerosol in the near-ground and near-water layers // Atmospheric and Oceanic Optics. 2011. V.24. №1. P. 207-217.
103. Panchenko M.V., Kozlov V.S., Tumakov A.G., и др. Some peculiarities of the mutual variability of the content of soot and submicron aerosol in the near-ground air layer // J. Aerosol Sci. 1997. V. 28. № 1. P. 231-232.

104. *Копейкин В.П.* Наблюдение сажевого аэрозоля в атмосфере над Россией в международных экспедициях TROICA / *Оптика атмосферы и океана*. 2007. Т.20. №7. С. 641-646.
105. *Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., и др.* Исследования функции распределения частиц и вариация сажевого аэрозоля в атмосфере // *Доклады АН РТ*. 2010. Т.53. №5. С. 358-363.
106. *Uzhegov V. N., Kabanov D. M., Pkhalagov Yu. A. et al.*, Correlation between variations of aerosol extinction of visible and IR radiation in the near-ground layer and atmospheric column // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2009. V.22. №3. P. 338-345.
107. *Sakerin S. M., Beresnev S. A., Gorda S. Yu., et al.* Characteristics of the annual behavior of the spectral aerosol optical depth of the atmosphere under conditions of Siberia // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2009. V.22. №4. P. 446-456.
108. *Pol'kin V. V., Kabanov D. M., Panchenko M. V., et al.* Results of the investigations of aerosol characteristics over the caspian sea during the 29th cruise of the research vessel Rift // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2009. V.22. № 6. P. 567-574.
109. *Pkhalagov Yu. A., Uzhegov V. N., Sakerin S. M., et al.*, Peculiarities of the diurnal dynamics of the aerosol optical depth of the atmosphere in the infrared wavelength range // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2009. V.22. № 6. P. 575-580.
110. *Zhuravleva T. B., Kabanov D. M., Sakerin S. M. et al.*, Simulation of aerosol direct radiative forcing under typical summer conditions of Siberia. Part 1. Method of calculation and choice of input parameters // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2009. V.22. №1. P. 63-73.
111. *Zhuravleva T. B. and Sakerin S. M.* Simulation of aerosol direct radiative forcing under typical summer conditions of Siberia. Part 2. Variability range and sensitivity to the input parameters // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2009. V.22. №1. P. 74-83.
112. *Kozlov V. S., Tikhomirov A. B., Panchenko M. V. et al.* Optical and microphysical parameters of aerosol in the near-water atmosphere of the White Sea as assessed from the data of simultaneous ship-borne and coast-based measurements in August // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2009. V.22. №5. P. 517-526.
113. *Сакерин С.М., Веретенников В.В., Журавлева Т.Б., и др.* Сравнительный анализ спектроскопических методов дистанционной диагностики биоаэрозоля // *Оптика атмосферы и океана*. 2010. Т. 23. № 06. С. 451-461.

114. Суковатов К.Ю., Павлов В.Е., Ошлаков В.К. Оценки вариаций аэрозольной оптической толщи по наблюдениям направленных коэффициентов светорассеяния в Юго-Восточном Казахстане // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т.23. №4. С. 298-303.
115. Kozlov V. S., Panchenko M. V. and Yausheva E. P. Diurnal variations of the submicron aerosol and black carbon in the near-ground layer // Atmospheric and Oceanic Optics. 2011. V.24. N. 1. P. 30-38.
116. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Кабанов М.В., и др. Влияние атмосферной циркуляции на температурный режим Гоби // Оптика атмосферы и океана 2011. Т.24. № 1. С. 15-21.
117. Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В., и др. Изменчивость составляющих теплового баланса поверхности азиатской территории России в период современного глобального потепления Гоби // Оптика атмосферы и океана 2011. Т.24. № 1. С. 22-29.
118. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., et. al. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Rem. Sens. Environ., 1998.V.66.P. 1-16.
119. Dubovik O., Smirnov A., Holben B. N. et. al. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from AERONET sun and sky-radiance measurements // J. Geophys. Res. 2000. V.105. P. 9791-9806.
120. Dubovik O, and King M. D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. 2000. V.105. P. 20673-20696.
121. Smirnov A., Holben B.N., Eck T.F., et. al. Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET data base // Remote Sens. Environ. 2000. V. 73. P. 337–349.
122. Dubovik O., Sinyuk A., Lapyonok T. et. al. Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust // J. Geophys. Res., 2006. V.111. doi:10.1029/2005JD006619.
123. Holben B.N., Tanre D., Smirnov A., et. al. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET // J. Geophys. Res. D. 2001. V.106. № 11. P. 12067-12097.

124. *Dubovik O., Holben B.H., Eck T., et al.* Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59. P. 590-608.
125. *Smirnov A., O'Neill N.T., Royer A., et.al.* Aerosol optical depth over Canada and the link with synoptic air mass types // *J. Geophys. Res. D.* 1996. V. 101. № 14. P. 19299-19318.
126. *Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., et.al.* AERONET's version 2.0 quality assurance criteria // *Proc. SPIE.* 2006. 6408. 64080Q.
127. *Li Z., Goloub P., et al.* Dust optical properties retrieved from ground-based polarimetric measurements // *Appl. Opt.* 2007. V46. P. 1548-1553.
128. *Holben B.N., Eck T., Slutsker I., et al.,* AERONET Version 2.0 quality assurance criteria // *SPIE. Goa. India.* 2006.
129. *Smirnov A., Holben B.N., Sakerin S. M., et al.* Ship-based aerosol optical depth measurements in the Atlantic Ocean: Comparison with satellite retrievals and GOCART model // *Geophys. Res. Lett.* 2006.V.33. L14817. doi:10.1029/2006GL026051.
130. *Eck T. F., Holben B.N., Reid J.S., et al.* Optical properties of boreal region biomass burning aerosols in central Alaska and seasonal variation of aerosol optical depth at an Arctic coastal site // *J. Geophys. Res.* 2009.V.114. D11201. doi:10.1029 /2008 JD 010870 .
131. *Eck T. F., Holben B. N., Reid J. S., et al.,* Spatial and temporal variability of column-integrated aerosol optical properties in the southern Arabian Gulf and United Arab Emirates in summer // *J. Geophys. Res.* 2008.V.113. D01204. doi:10.1029/ 2007 JD008944.
132. *Eck T. F., Holben B. N., Goloub P., Dubovik O., et al.,* Climatologically aspects of the optical properties of fine/coarse mode aerosol mixtures // *J. Geophys. Res.* 2010.V.115. D19205. doi:10.1029/2010JD014002.
133. *Chubarova N., Sviridenkov M., Smirnov A., Holben B.* Assessments of urban aerosol pollution in Moscow and its radiative effects // *Atmos. Meas. Tech.* 2011. V.4.P.367-378.
134. *Smirnov A., Holben B. N., Giles D., Slutsker I., et al.* Maritime aerosol network as a component of aeronet - first results and comparison with global aerosol models and satellite retrievals // *Atmos. Meas. Tech.* 2011. V.4. P.583-597.
135. *Melin F., Clerici M., Zibordi G., Holben B.H., Smirnov A.* Validation of Sea and

- MODIS aerosol products with globally distributed AERONET data // *Remote Sens. Environ.* 2010. V.114 (2). P. 230-250.
136. *Yang P., Dubovik O., Sokolik I.N., et al.* Modeling of the scattering and radiative properties of nonspherical dust-like aerosols // *J. of Aerosol Science*. 2007. V.38. P. 995-1014.
137. *Kumar P., Nenes A., and Sokolik I.N.* The importance of adsorption for CCN activity and hygroscopic properties of mineral dust aerosol // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V.36. L24804. doi:10.1029/2009GL040827.
138. *Darmenov A., and Sokolik I.N.* Spatial variability of satellite visible radiances in dust and dust-cloud mixed conditions: Implications for dust detection // *Geophys. Res. Lett.* 2009. doi:10.1029/2009GL038383.
139. *Waggoner D.G., and Sokolik I.N.* Seasonal dynamics and regional features of MODIS-derived land surface characteristics in dust source regions of East Asia // *Remote Sensing of Environment* 2010. V.114. P. 2126-2136.
140. *Zhengqiang Li, Luc Blarel, Goloub P. et. al.* Calibration of the degree of linear polarization measurement of polarized radiometer using solar light // *Appl. Opt.* 2010. V.49. 1249 PMID 20220880.
141. *Zhanqing Li, Chen H., Cribb M., et. al.* Preface to special section on East Asian studies of tropospheric aerosols: An International Regional Experiment (EAST-AIRE) // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D22S00. doi: 10/1029/2007JD008853.
142. *Kim S.W., Yoon S.C., Kim J., et. al.* Seasonal and monthly variations of columnar aerosol optical properties over east Asia determined from multi-year MODIS, LIDAR, and AERONET Sun/sky radiometer measurements // *Atmos. Environ.* 2007. V. 41. P. 1634-1651.
143. *Eguchi K., Uno I., Yumimoto K., et. al.* Transpacific dust transport: integrated analysis of NASA / CALIPSO and a global aerosol transport model // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. № 9. P. 3137–3145.
144. *Itsushi Uno, Eguchi K., Yumimoto K., et. al.* Asian dust transported one full circuit around the globe // *Nature Geosci. Lett. Advance Online Publication*. 2009. doi: 10.1038/NGEO583.

145. *Tetsu Sakai, Nagai T., Nakazato M., et. al.* Ice clouds and Asian dust studied with lidar measurements of particle extinction-to-backscatter ratio, particle depolarization, and water-vapor mixing ratio over Tsukuba // *Appl. Opt.* 2003. V. 42. №. 36. P. 7103–7116.
146. *Zhaoyan Liu, Sugimoto N., Murayama T.* Extinction to-backscatter ratio of Asian dust observed with high-spectral-resolution lidar and Raman lidar // *Appl. Opt.* 2002. V. 41. №15. P. 2760–2766.
147. *Mikami M., Shi G.Y., Uno I., et. al.* Aeolian dust experiment on climate impact: An overview of Japan–China joint project ADEC // *Global and Planetary Change.* 2006. V. 52. Iss. 1–4. P. 142–172.
148. *Shao Y., Dong C.H.* A review on East Asian dust storm climate, modeling and monitoring // *Global and Planetary Change.* 2006. V. 52. P. 1–22.
149. *Iwasaka Y., Shi G.-Y., Trochkin D., et al.* Processes of Background KOSA outbreak // *Proc. EMEA 2005 in Kanazawa.* 2005. International Symposium on Environmental Monitoring in East Asia – Remote Sensing and Forests. P. 20–36.
150. *Itsushi Uno, Eguchi K., Yumimoto K., et al.* Asian dust transported one full circuit around the globe // *Nature Geosci. Lett. Advance Online Publication.* 2009. doi: 10.1038/NGEO583.
151. *Аришинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., и др.* Организация мониторинга парниковых и окисляющих атмосферу компонент над территорией Сибири и некоторые его результаты. 1. Газовый состав // *Оптика атмосферы и океана.* 2006. Т. 19. № 11. С. 948-955.
152. *Аришинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., и др.* Посты для мониторинга парниковых и окисляющих атмосферу газов // *Оптика атмосферы и океана.* 2007. Т. 20. № 1. С. 53-61.
153. *Панченко М.В., Домышева В.М., Пестунов Д.А., и др.* Экспериментальные исследования процессов газообмена CO_2 в системе "атмосфера - водная поверхность" оз. Байкал (постановка эксперимента) // *Оптика атмосферы и океана.* 2007. Т. 20. № 5. С. 448-452.
154. *Аришинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., и др.* Пространственная и временная изменчивость концентрации CO_2 и CH_4 в приземном слое воздуха на территории Западной Сибири // *Оптика атмосферы и океана.* 2009. Т. 22. № 2. С. 183-192.

155. *Аришинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., и др.* Вертикальное распределение парниковых газов над Западной Сибирью по данным многолетних измерений // *Оптика атмосферы и океана*. 2009. Т. 22. № 5. С. 457-464.
156. *Домышева В.М., Сакирко М.В., Панченко М.В.* Сезонный ход процесса газообмена CO₂ в системе "атмосфера - вода" в литорали Южного Байкала. 1. Гидрологическая весна // *Оптика атмосферы и океана*. Т. 23. 2010. № 12. С. 1067-1074.
157. *Цицкишвили М.С., Харчилава Д.Ф.* Годовой ход интенсивности вертикального обмена в атмосфере центрального Закавказья по сезонным вариациям озона и космогенного бериллия // *Атмосферный озон*. Л.: Гидрометеиздат. 1987. С. 295.
158. *Харчилава Д.Ф., Аминарашвили А.Г.* Исследование вариаций атмосферного озона в Грузии // М.: МГК при Президиуме АН СССР – ВИНТИ. 1988. 114 с.
159. *Аришинов М.Ю., Белан Б.Д., Зуев В.В. и др.* TOR-станция мониторинга атмосферных параметров // *Оптика атмосферы и океана*. 1994. Т.7. № 8. С. 1085-1092.
160. *Еланский Н.Ф., Сеник И.А.* Измерения приземной концентрации озона на Высокогорной научной станции Кисловодск: сезонные и суточные вариации // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 1995. Т. 31. № 2. С. 251-259.
161. *Звягинцев А.М., Крученицкий Г.М.* Результаты регулярных измерений приземной концентрации озона в окрестностях Москвы (Долгопрудный) в 1991-1995 гг. // *Метеорология и гидрология*. 1996. № 6. С. 63-72.
162. *Звягинцев А.М., Кузнецова И.Н.* Изменчивость приземного озона в окрестностях Москвы: результаты десятилетних регулярных наблюдений // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2002. Т. 38. № 4. С. 486-495.
163. *Girgzdiene R., Girgzdys A.* Trend and seasonal cycles in rural ozone concentration // *Proc. Quadr. Ozone Symp.: Sapporo*. 2000. P. 405-406.
164. *Белан Б.Д.* Тропосферный озон. 1. Свойства и роль в природных и техногенных процессах // *Оптика атмосферы и океана*. 2008. Т. 21. № 4. С. 299-322.
165. *Белан Б.Д.* Озон в тропосфере. Томск. Изд. ИОА СО РАН. 2010. 488 с.
166. *Clark T.L., Karl T.R.* Application of prognostic meteorological variables to forecasts of daily maximum one-hour ozone concentrations in the northeastern United States// *J. Appl. Meteorol* .1982. V.21. №.11. P. 1662-1671.

167. *Jacob D.J.* Introduction to Atmospheric Chemistry// Princeton: Princeton University Press.1999. 266 p.
168. *Броунштейн А.М., Демидов В.В. Сакин И.Л.* Инфракрасная атмосферная установка ИКАУ-1 для исследования спектральной прозрачности в области 2-25мкм // Труды ГГО. Вып.312. Гидрометеиздат. 1973.
169. *Филлипов В.Л., Мирумянц С.О., Макаров С.А.* Измерительные установки и приборы для комплексных исследований оптических приземных исследований оптических характеристик приземных слоев атмосферы // ЦНИИТЭИ. Обзорная информация. Обзор №1247. М. 1976. 59 с.
170. *Пхалагов Ю.А.* Экспериментальные исследования прозрачности атмосферы и ее систематические характеристики в видимой и инфракрасной области спектра. // Автореф.дисс.... к. ф. м. н. Томск. 1972. 29 с.
171. *Георгиевский Ю.С., Шукуров А.Х., Чавро А.И.* Двухлучевая регистрирующая установка для измерений спектрального пропускания атмосферы в ИК - области спектра // Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1972. Т.8. №4. С. 345-353.
172. *Юрганов Л.И., Дианов-Клоков В.И.* О зависимости диффузного ослабления в окне прозрачности 8-12 мкм от влажности // Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1972. Т.8. №3. С. 239-245.
173. *Шукуров А.Х., Георгиевский Ю.С., Марченко А.М. и др.* Установка для исследований спектрального пропускания атмосферы в ИК - области спектра с борта судна.ст.: «ТРОПЭКС-74» // Гидрометеиздат. 1976. 35 с.
174. *Аникин П.П., Чавро А.И., Шукуров А.Х.* Комплексная оптическая установка для исследований спектрального пропускания атмосферы на наклонных и горизонтальных трассах в УФ, видимой и ИК диапазонах спектра /0.3-25мкм/. //Физические аспекты дистанционного зондирования системы океан-атмосфера. М.: Наука. 1981. С. 200-211.
175. *Абдуллаев С.Ф.* Экспериментальное исследование оптических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля в условиях аридной зоны Таджикистан // Автореф. дисс. к.ф.м.н. Москва. 1994. 18с.
176. *Иванов А.П.* Оптика рассеивающих сред // Минск.: Изд. Наука и техника. 1969. 592 с.

177. *Marple V.A., Liu B.J.H., Whitly K.T.* Fluid Mechanics of the Laminar Flow Aerosol Impactors // J. Aerosol. Sci. 1974. №5. P. 1-16.
178. *Rao D.A.* Experimental investigation of impactors Ph. D. Thesis // Mechanical engineering Department University of Minnesota Particle Technology Laboratory Publ. 1971. №145.
179. *Solomon P.A., Jaris L.M., Fletcher R.A.* A High volume Dichotomous virtual impactor for the fractionation and collection of Particle according to aerodynamic size // J. Aerosol Sci. 1975. V.12. №4. P. 347-354.
180. *Billy W Loo and Christopher P.Cork.* Development of High Efficiency Vertical Impactors // Aerosol Science and Technology 1988. V.9. P. 167-176.
181. *Marple V.A. and B.Y.H. Liu.* Characteristics of Laminar Jet Impactors // Environ. Sci. Technol. 1974. V.8. №7. P. 648-654.
182. *Фукс Н.А.* Механика аэрозолей / М.: Изд. АН СССР. 1955. 352 с.
183. *Батчер С., Чарлсон Р.* Введение в химии атмосферы // М.: Мир. 1977. 270 с.
184. *Marple V.A. and B.Y.H. Liu.* On Fluid Flow and Aerosol Impaction in Inertial Impactors // J. Colloid Interface Sci. 1974. V.53. P. 31-34.
185. *Назаров Б.И., Салиев М.А., Абдуллаев С.Ф.* Многокаскадный импактор с однородным осаждением аэрозольных проб на плоскости импакции // Изв. АН Тадж ССР. Отд. Физ – мат - хим и геол.наук. Душанбе.1987. 17с. Деп.в.ВИНИТИ № Т7077-В87.
186. *Назаров Б.И., Салиев М.А., Абдуллаев С.Ф.* Многокаскадный импактор с однородным осаждением аэрозольных проб на плоскости импакции // «Материалы и тезисы докладов I- международной конференции «Новые материалы и приборы» Ташкент. 1994. С. 195-197.
187. *Сивков С.И.* Методы расчета характеристик солнечной радиации // М. Гидрометеиздат. 1968. 232 с.
188. *Пивоварова З.И.* Распределение коэффициента прозрачности атмосферы // Труды ГГО. 1968. Вып.213. С. 34-43.
189. *Аверкиев М.С., Евневич Т.В.* Определение аэрозольной и влажной мутности реальной атмосферы // Метеорология и гидрология. 1973. №2. С. 53-58.

190. *Русина Е.Н.* Определение характеристик аэрозольной мутности атмосферы по данным спектральных актиметрических наблюдений // Метеорология и гидрология. 1977. №5. С. 49-55.
191. *Краснокутская Л. В., Фейгельсон.* Уточнение оценок аэрозольного замутнения атмосферы // Метеорология и гидрология .1980. №4. С. 40-46.
192. *Мануйлова Н.И., Петухов В.К., Тарасова Т.А.,и др.* Оценка радиационно-климатических эффектов естественного аэрозоля // Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1984. Т.20. №11. С. 1075-1080.
193. *Соколик И.Н., Тарасова Т.А., Фейгельсон Е.М.* Оптические характеристики задымленной атмосферы и радиационное нагревания. // Метеорология и гидрология 1986. №11. С. 53-61.
194. *Johnson F.S.* The solar constant // J. Meteorol. 1959. V.11. № 4. P. 431-439.
195. *Аникин П.П., Леонтьева Е.Н., Шукуров А.Х.* Изменчивость прозрачности атмосферы по воздействию выноса аэрозоля Сахары на тропическую зону Атлантического океана // Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т.25. №5. С. 493-499.
196. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Шукуров А.Х., и др.* Изменчивость прозрачности атмосферы под воздействием выноса пылевого аэрозоля в условиях высокогорной аридной зоны Таджикистана // Доклады АН РТ. 1995. Т.38. №7-8. С. 9-15.
197. *Фадеев В.В.* Лазерная спектроскопия водных сред // Автореф.дисс...докт. физ. мат. наук. М. 1983. 41 с.
198. *Чубаров В.В.* Определение органических примесей в воде методом лазерной флуориметрии с калибровкой по комбинационному рассеянию света // Автореф.дисс... к.ф.-м.н. М. 1984. 29 с.
199. *Пацаева С.В., Фадеев В.В., Филлипова Е.М., и др.* Изменение полосы флуоресценции природного растворенного органического вещества в воде под воздействием лазерного ультрафиолетового излучения // Вестник Моск. Университета. 1991.Серия 3.Физика и астрономия. Т.32. №4. С. 76-80.
200. *Пацаева С.В., Фадеев В.В., Филлипова Е.М., и др.* Влияние температуры и ультрафиолетового излучения на спектролюминисцентные характеристики РОВ // Вестник Моск. Университета. 1991. Т.32. №6. С. 71-75.

201. *Межерис Р.* Применение лазеров для дистанционного зондирования в аналитических целях // в кн.: Аналитическая лазерная спектроскопия: под. ред. Кузякова М. М. Мир. 1982. С. 325-448.
202. *Абдуллаев С.Ф.* Исследование проб пылевого аэрозоля и проб почв различными методами спектроскопии // Тезисы докладов Российской Аэрозольной Конференции. Москва. 1993. С. 36-38.
203. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И.,* Оценка возможности дистанционной диагностики РОВ пылевого аэрозоля методом лазерной флуориметрии // Материалы научной сессии С.У.Умаров и развитие физических наук в Таджикистане посвященной 90-летию академика С.У.Умарова. Душанбе. 1998. С. 107-111.
204. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Маслов В.А.* Возможности дистанционной диагностики растворенных органических веществ в составе пылевого аэрозоля методом лазерной флуориметрии // Международная конференция Стимулирование потенциала общества науки и НПО к сохранению биоразнообразия и охраны окружающей среды. Душанбе. 2011. С. 125-127.
205. *Абдуллаев С.Ф., Салихов Т.Х., Назаров Б.И., и др.* Изучение пылевого аэрозоля методом лазерной флуориметрии // 17-й Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» Томск. ИОА СО РАН. 2011. С.45-48.
206. *Almond D.P., Panel P.M.* Photo thermal Science and Techniques // London: Chapman and Hal. 1966. 450 p.
207. *Rosencwaig A.* Photoacoustics and Photoacoustic Spectroscopy // New York: Wiley. 1980. 310 p.
208. *Жаров В.П., Летохов В.С.,* Лазерная оптико-акустическая спектроскопия // М.: Наука. 1984. 320 с.
209. *Агеев Б.Г. Пономарев Ю.Н., Тихомиров Б.А.* Нелинейная оптикоакустическая спектроскопия молекулярных газов // Новосибирск.: Наука.1987. 128 с.
210. *Mandelis A.* Progres in Photothermal and Photoacoustic Science and Technology // V.1. New-York.: Elsevier. 1992. 542 p.
211. *Виноградов Б.А.* Действие лазерного излучения на полимерные материалы // В 2-х кн. М.: Наука 2006. 443 с.

212. *Tam A.C.* Applications of photoacoustic sensing techniques // *Rev.Mad.Phys.*1986. V.58. №2. P. 381-431.
213. *Vargas H., Miranda L.C.M.* Photoacoustic and Related photothermal techniques // *Phys. Rep.* 1988. V.161. №2. P. 43-101.
214. *Ашуров А.М., Мавалиев У., Слепченко Г.М. и др.* Автоматизированный фотоакустический спектрометр // *Приборы и техника эксперимента.* 1988. №5. С. 236.
215. *McGovern S.J., Barrie S.N.* The importance of interstatescal gas expansion in infrared photoacoustic spectroscopy of powders // *J. Appl. Phys.*1985. V. 57. № 5. P. 1710.
216. *Stephan D., King D.* Effect of particle size on photoacoustic signal amplitude // *Anal. Chem.* 1984. V. 56. P. 1409-1411.
217. *Monchalín J.P., Bertrand L., Rousset G.* Photoacoustic spectroscopy of thick powdered or porous simplest low frequency // *J. Appl. Phys.* 1984. V. 56. P. 190 -195.
218. *Ашуров А.М.* Фотоакустический эффект в порошкообразных и твёрдотельных образцах при газомикрофонной схеме регистрации // Автореф. дисс...к.ф.-м.н. М.: Акуст. Инст. 1991.23 с.
219. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Ашуров А.М., и др.* Исследование проб пылевого аэрозоля и образцов почв фотоакустическим методом // Душанбе. 10с.Деп в НПИЦентре. вып.1. 2000. №19 (137).
220. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Шарифов Д.М.и др.* Экспериментальная установка для фотоакустической исследований пылевого аэрозоля // *Материалы Международной конференции посвященной 1025-летию Абуали-ибн Сина и 100-летию СТО А.Эйнштейна.* Курган-Тюбе. 2005. С. 45-51.
221. *Djuraev, A.A. et al.* (2002) Radioecological Situation in river Basins of Central Asia, Syrdaria and Amudaria: Results of the international project NAVRUZ, Advanced Research Workshop. “Enviromental protection Against Radiactive Pollushion”. Abstracts. Almaty. 2002. P. 84-86.
222. *Бурмистрова В.Д.* Изменчивость прозрачности атмосферы для солнечной радиации, в связи с условиями атмосферной циркуляции // *ТРОПЕКС-72.* Л. 1974. С. 461-466.
223. *Шукуров А.Х.* О спектральной структуре ослабления солнечного излучения в области 8-13 мкм // *Изв.АН СССР Физика атмосферы и океана.* 1986. Т.22. №10.

С. 1034-1041.

224. *Шукуров А.Х.* Некоторые закономерности ослабления излучения атмосферой в «окнах прозрачности» оптического диапазона спектра // Препринт. ИФА РАН. М.:1982. 51 с.

225. *Аникин П.П.* Определение спектральной оптической толщины и эффективного размера частиц перистых облаков // Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т.27. №9. С. 937-946.

226. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Шукуров А.Х.* Исследование оптических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля и проб почв // Тезисы докладов Российской Аэрозольной Конференции. Москва. 1993. С. 34-36.

227. *Abdullaev S.F., Nazarov B.I., Shukurov A.Kh.* The investigation of optical and microphysical characteristics of dust aerosol and samples of soil // International Aerosol Symposium. Moscow. 1994. P. 37-39.

228. *Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф.,* Комплексные исследование пылевого аэрозоля образующегося вследствие пылевых бурь (пылевой мглы) //Тезисы докладов научной конференции Физика конденсированных состоянии посв.70-летию академика А. А. Адхамова. Душанбе 1998. С. 30-34.

229. *Nazarov B.I., Abdullaev S.F.,* Die Aerosolversehung der Atmosphäre und der Schmerhythmus der cleischer in Pamir // Bayreuth 1999. P. 205-206.

230. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Аникин П.П., и др.* Расчет спектральной оптической толщины и альбедо однократного рассеяния пылевого аэрозоля //Душанбе. 10 с. Деп.в НПИЦентре. вып.1. 2000 №18 (1326).

231. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И.,* Аридный аэрозоль: Загрязнения, микроструктура и оптические свойства (обзор) // Душанбе. 26 с. Деп.в НПИЦентре. вып. 01. 2002. №34 (1468).

232. *Назаров Б.И., Маслов В.А., Абдуллаев С.Ф.* Изменение оптических параметров сильно запыленного воздуха в условиях аридной зоны // Доклады АН РТ. 2007. Т.50. №7. С. 598-606.

233. *Nazarov B. I., Maslov V. A., and Abdullaev S. F.* Optical and Microphysical Parameters of Arid Dust Aerosol // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. 2010. V. 46. №. 4.P. 468–474.

234. Назаров Б.И., Абдуллаева С.Ф., Возможности исследования оптических, микрофизических и радиационных характеристик атмосферы высокогорной зоны Таджикистана // Международная научно-практическая конференция Памир - Чакалтай. Душанбе. 2010. С.23-28.
235. Abdullaev S.F., Nazarov B.I., Goloub P., et.al. Relation of air temperature variation and optical thickness of arid aerosol according data an AERONET system // Proceeding Book of XVII-th International Energy and Environment Fair and Conference. Istanbul. 2011. P. 273-274.
236. Тимофеев Н.А. Исследование радиационного режима океанов // Автореф. дисс...к.ф.-м.н.М. 1979. 28 с.
237. Abdullaev S.F. The investigation of dust aerosol samples and samples of soil by means of various spectroscopy methods // International Aerosol Symposium. Moscow. 1994. P. 39-41.
238. Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Шукуров А.Х., и др. Микрофизические свойства пылевого аэрозоля аридной зоны // Доклады АН РТ. Т.38. №7. С. 5-9.
239. Renno N.O. et al. MATADOR 2002: A pilot field experiment on convective plumes and dust devils // Geophys. Res.Lett. 2004. V.109. P. 1235-1238.
240. Бэтчелор Дж. Введение в динамику жидкости // М.: Мир. 1973. 267 с.
241. Ханперт Г.А., Тернер Дж. Современная гидродинамика Успехи и проблемы // Пер. с англ.под ред. Дж. Бэтчелора. 1984. 501 с.
242. Тэрнер Дж. Эффекты плавучести в жидкостях // М.: Мир.1977. 431 с.
243. Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура вод океана // Л.: Гидрометеиздат. 1976. 186 с.
244. Panchenko M.V., Terpigova S.A., Nazarov B.I. et. al. Optical investigation of dust storms during U.S.S.R.-U.S. Experiments in Tajikistan,1989 // J. Atmos. Environ. 1993. V.27A. №16. P. 2503-2508.
245. Назаров Б.И., Шукуров А.Х., Абдуллаев С.Ф., Исследование закономерности распределения, размеров аэрозольных частиц в сильно запыленного воздухе// Доклады АН РТ. 2007. Т.50. №8. С. 673-680.
246. Nazarov B.I., Abdullaev S.F. Aerosol pollution of the atmosphere as a result of dust storms (dust haze) in arid zone of Tajikistan // The 3-rd International Workshop DUST-2008. Leipzig. Poster Presentation №6. P12.

247. Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А. Изменение дисперсного состава аэрозоля в период пыльных бурь // Доклады АН РТ. 2007. Т.50. №5. С. 431-435.
248. Донченко В.К., Ивлев Л.С. Об идентификации аэрозолей разного происхождения // СПбГУ. 2006. 13 с.
249. Ивлев Л.С., Довгальок Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем // Изд. НИИХ СПбГУ. 2000. 258 с.
250. Ивлев Л.С., Кондратьев К.Я. Атмосферный аэрозоль: свойства и воздействие на климат // СПбГУ. 2006. 30 с.
251. Довгальок Ю.А., Ивлев Л.С. Физика водных и других атмосферных аэрозолей. // Изд. 2-е. Изд. СПбГУ. 1998. 321 с.
252. Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В. Аэрозольные модели атмосферы // Л.: Гидрометеиздат. 1981. 165 с.
253. Cheril W.S. Dynamics of wind erosion // Soil Sci. 1945. №60. P. 305-320.
254. Комплексный советско-американский эксперимент по исследованию фонового аэрозоля // Под ред. В.Д. Степаненко. Л.: Гидрометеиздат. 1986. 120 с.
255. Adedokun I.A., Emofurieta W.O., Adedeji O.A., Physical, mineralogical and chemical and chemical properties of dust at Ile-Ife, Nigeria // Theory. Appl. Climatol. 1989. №40. P. 161-169.
256. Абдуллаев С.Ф., Салихов Т.Х., Назаров Б.И., и др. Распределение природной и техногенной радиоактивности на образцах почвы и пыльной мглы юга Таджикистана // Материалы XVII Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» Томск. ИОА СО РАН. 2011. С. 49-52.
257. Абдуллаев С.Ф., Абдурасулова Н.А., Назаров Б.И., и др. Распределение природной и техногенной радиоактивности на образцах пыльной мглы юга Таджикистана // Доклады АН РТ. 2011. Т.54. №9. С. 746-753.
258. Bodhaine B.A. Aerosol measurements at four background sites // J. Geophys. Res. 1983. №88. P. 10753-10768.
259. Rich T.A. A Photo-electric nucleus counter with size discrimination // Geof. Pura Appl. 1955. V.31. P. 60-65.
260. Pollak L.W., Metnieks A.L. Tech. Note 9. School of Cosmic Physics, Dublin Institute for Advanced Studies. Ireland. 1960. 225 p.

261. *Winchester J.W., Ivanov V.A., Prokofyev V.A., et al.* Chemical and mineralogical investigation of aerosol during the USSR-USA experiment "DUNE" Tajik SSR // Special Environment Report of WMO. 1989. №17. P. 100.
262. *Назаров Б.И., Голицын Г.С., Абдуллаев С.Ф. и др.* Температурные эффект пылевого аэрозоля в период прохождения «афганца» в Таджикистане // Доклады АН РТ. 1999. Т.42. №10. С. 59-63.
263. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И.* Влияние различных параметров атмосферы на изменение климата в аридной и высокогорной зоны Таджикистана // Международная конференция «Современные состояние водных ресурсов Центральной Азии - проблемы и перспективы рационального использования». Душанбе. 2003. С. 45-48.
264. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И.* Изменение климата в условиях аридной и высокогорной зоны Таджикистана // Материалы межд. конференции по физике конденсированного состояния и экологических систем. Душанбе. 2004. С.94-96.
265. *Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., и др.* Влияние пылевых бурь на изменение климата // Материалы международной конференции «Проблемы современной физики». Душанбе. 2010. С. 50-54.
266. Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям // Л.: Гидрометеиздат. 1971. 223 с.
267. *Снопков В.Г.* О корреляции между содержанием водяного пара в атмосфере и характеристиками влажности воздуха у поверхности Земли // Метеорология и гидрология. 1977. №12. С. 38-42.
268. *Nazarov B. I., Abdullaev S. F., and Maslov V. A.* Studies of Temperature Effects of Dust Storms // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2010. V.46. № 4. P. 475–481.
269. *Назаров Б.И., Маслов В.А., Абдуллаев С.Ф.* О влиянии пылевого аэрозоля на температуру воздуха // Доклады АН РТ. 2007. Т.50. №4. С. 340-344.
270. *Abdullaev A., Karimov Kh. H., Abdullaev S. F., et.al.* Impact climate change on yield and biochemical composition of wheat seeds // In book of Abstracts, XVII-th Congress of the Federation of European Societies of plant Biology. Valencia. 2010. P.169.

271. Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф. Некоторые результаты исследования аэрозольного загрязнения атмосферы в условиях аридной зоны Таджикистана.// Материалы межд. конференции по физике конденсированного состояния и экологических систем. Душанбе. 2004. С. 99-101.
272. Назаров Б.И., Шарифов Д.М., Абдуллаев С.Ф. Влияния аэрозоля на изменение климата // XIII International Symposium “Atmospheric and ocean optics .Atmospheric physics” Tomsk. 2006. P. 48-51.
273. Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., и др. О температурных эффектах пыльной мглы // Доклады АН РТ. 2010. Т.53. № 6. С. 454-459.
274. Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., и др. Влияние уровня температурной инверсии атмосферы на тепловой эффект пыльной мглы // Доклады АН РТ. 2010. Т.53. №7. С. 516-521.
275. Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И. , Маслов В.А., и др. О некоторых результатах влияния аэрозольного загрязнения атмосферы на изменения климата // Международная конференция «Проблемы современной физики». Душанбе. 2010. С. 40-44.
276. Шукурова Л. М., Груздев А. Н. Временная изменчивость химического состава приземного аэрозоля в Подмоскowie в 1999–2005 гг. по результатам ИК спектроскопии аэрозольных проб // Изв. РАН «Физика атмосферы и океан» 2010. Т.46. №3. С. 332-346.
277. Плюснина И.И. Инфракрасные спектры минералов // М: Изд. МГУ. 1977. 302 с.
278. White J.L. Interpretation of infrared spectra of soil minerals // Soil Science. 1971. V. 112. №1. P. 45-49.
279. Шукуров А.Х., Шукурова Л.М., Назаров Б.И. Сопоставление ИК спектров пропускания проб пылевого аэрозоля различных географических зон // Всесоюзная конференция по трансформации и дальнему переносу загрязнений. Вильнюс. 1986. С. 34-45.
280. Шукурова Л.М., Назаров Б.И., О молекулярном составе атмосферного аэрозоля аридной зоны // В сб. Советско-американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля. Под ред. Голицына Г.С. Санкт-Петербург. НПО “Тайфун” 1992. С. 103-109.

281. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Раджабов Х.Ф., и др.* Некоторые особенности спектров пропускания атмосферного аэрозоля в период прохождения «афганца» в Таджикистане // Душанбе. 2000. 14 с. Деп. в НПИЦентре. вып1. №20 (1328).
282. *Абдуллаев С.Ф., Шукуров Т., Марупов Р.,* Исследование пылевого аэрозоля методом ИК - спектроскопии // XVII Международный симпозиум "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы" Томск. ИОА СО РАН. 2011. С. 57-60.
283. *Абдуллаев С.Ф., Шукуров Т., Марупов Р.,* Исследование пылевого аэрозоля методом ИК - спектроскопии // Международная конференция «Стимулирование потенциала общества науки и НПО к сохранению биоразнообразия и охраны окружающей среды». Душанбе. 2011. С. 57-60.
284. *Kok J. F., and N. O. Renno* Enhancement of the emission of mineral dust aerosols by electric forces // *Geophys. Res. Lett.* 2006 V.33. L19S10. doi: 10. 1029 GL026284.
285. *Назаров Б.И., Альперович Л.И., Абдуллаев С.Ф., Раджабов Х.Ф.* Определение оптических постоянных пылевидных аэрозолей в ИК области спектра методом отражения // Доклады АН РТ. 1995. Т.38. №7-8. С. 15-20.
286. *Abdullaev S.F., Nazarov B.I., Saliev M.A.,* Laser fluorimetry of dust aerosol // in Atomic Energy Organization of Iran Laser Conference. Teheran. 1993. P. 43-47.
287. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И.,* Аэрозольное загрязнения водных сред в результате пылевых бурь (пылевой мглы) // Тезисы докладов международной конференции «Современные состояние водных ресурсов Центральной Азии-проблемы и перспективы рационального использования» Душанбе. 2003. С.24-28.
288. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Жураев А.М.* Исследование спектров поглощения проб пылевого аэрозоля и проб почв методом диффузного отражения // Доклады АН РТ. 1995. Т.38. №7-8. С. 14-19.
289. *Назаров Б.И., Маслов В., Абдуллаев С.Ф.,* Ослабление диффузного излучения пылевыми частицами в окне прозрачности 8-12мкм // Материалы международной конференции по математическому моделирования и вычислительному эксперименту» посвященной 50-летию Тадж.нац.универ. Душанбе. 1998. С. 14-16.
290. *Shettle E. P., and R. W. Fenn* (1979), Models of aerosols lower troposphere and the effect of humidity variations on their optical properties // AFCRL Tech. Rep. 79 0214. 100 pp. Air Force Cambridge Res. Lab. Hanscom Air Force Base. Mass.

291. *Levin Z., Joseph J. H., and Mekler Y.* Properties of Sharav (Khamsin) dust. Comparison of optical and direct sampling data // *J. Atmos. Sci.* 1980. V.37. P.182 – 191.
292. *Sokolik I., Andronova A. and Johnson T. C.* Complex refractive index of atmospheric dust aerosols // *Atmospheric Environment*. 1993 Part A. General Topics. V.27A(16). P. 2495– 2502.
293. *Koepke P. M. Hess I. Schult and Shettle E. P.* Global aerosol data set // Hamburg. Germany. 1997. Rep. 243. P. 44. Max Planck Inst. Meteorology.
294. *Bohren C. F and D. R. Huffman.* Absorption and Scattering of Light by Small Particles // John Wiley. Hoboken. N. J. 1983. 550 p.
295. *Sinyuk A., O. Torres and O. Dubovik.* Combined use of satellite and surface observations to infer the imaginary part of the refractive index of Saharan Dust // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V.30(2). 1081. doi:10.1029/2002GL016189.
296. *Prasad A. K., R. P. Singh and M. Kafatos* Influence of coal based thermal power plants on aerosol optical properties in the Indo-Gangetic basin // *Geophys. Res. Lett.*, 2006. V.33. L05805. doi:10.1029/2005GL023801.
297. *Anup K. Prasad and Ramesh P. Singh* Changes in aerosol parameters during major dust storm events(2001–2005) over the Indo-Gangetic Plains using AERONET and MODIS data // *J. Geophys. Res.* 2007. V.112. D09208. doi:10.1029/2006JD007778.
298. *Kubilay N., Cokacar T. and Oguz T.* Optical properties of mineral dust outbreaks over the northeastern Mediterranean // *J. Geophys. Res.* 2003. V.108 (D21). 4666. doi: 10.1029/ 2003 JD 003798.
299. *Dubovik O., B. N. Holben, Eck T. F., et.al.* Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // *J. Atmos. Sci.* 2002. V.59. P. 590–608.
300. *Sokolik I. N., and Toon O. B.* Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths // *J. Geophys. Res.* 1999. V.104. P. 9423–9444.
301. *Аэрозоль и климат. / Под. ред. К.Я.Кондратьева.* Л.: Гидрометеиздат, 1991, 541с.
302. *Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Гришечкин В. С. и др.* Спектральные коротковолновые притоки тепла в тропосфере и их возможная изменчивость // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.* Т.10. № 5. 1974. С. 453-503.

303. Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Федченко П.П. Опыт распознавания почв по их спектрам отражения // Почвоведение. № 4. 1978. С. 5-17.
304. Кондратьев К. Я., Короткевич О. Е., Васильев О. Б. и др. Цветовые характеристики вод Ладожского озера. В сб. Комплексный дистанционный мониторинг озер. Л.: Наука. 1987. С. 55-60.
305. Егоров А. Д., Перельман А. Л. Измерение размеров оптически неоднородных частиц. В сб. "Естественные и антропогенные аэрозоли", СПб, НИИ Химии СПбГУ, 1998. С. 222-225.
306. Hanel G. The properties of atmospheric aerosol particles as function of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air. Advances of Geophysics. 1976, v.19, P. 73-188.
307. Кондратьев К. Я., Власов В. П., Васильев О. Б. и др. Спектральные оптические характеристики тающего ледяного покрова (на примере Онежского озера и Белого моря). В сб. Комплексный дистанционный мониторинг озер., Л.: Наука, 1987. С. 211 —217.
308. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В., Исаков В. Ю. Радиационно-гидрооптические эксперименты на озерах. Л.: Наука. 1990. 114с.
309. Перенос радиации в рассеивающих и поглощающих атмосферах: стандартные методы расчета / под. ред. Ж. Ленобль. — пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат. 1990, 263с.
310. Griffioen E., Oikarinen L. LIMBTRAN: A pseudo three dimensional radiative transfer model for the limb-viewing imager OSIRIS on the ODIN satellite. Journal Geophysical Research. 2000, v. 105, N D24, P. 29717-29730.
311. Young A. T. On the Rayleigh-scattering optical depth in the atmosphere. Journal of Applied Meteorology. 1981, v.20, N 3, P. 328-330.
312. Захаров В.М., Хмелевцов С.С., Кауфман Ю.Г., Чайковский А.П., Чен Б.Б. Климатический лидарный мониторинг стратосферного аэрозольного слоя // Метеорол. и гидрол. 1990. № 11. С. 30-35.
313. Chaikovsky A., Bril A., Dubovik O., et al., CIMEL and multiwavelength lidar measurements for troposphere aerosol altitude distributions investigation, long-range transfer monitoring and regional ecological problems solution: field validation of retrieval techniques // Optica Pura y Aplicada 2004. V. 37. N 3. P. 3241-3246.

314. *Chaikovsky A.P., Dubovik O., Holben B.N., et al.*, Methodology to Retrieve Atmospheric Aerosol Parameters by Combining Ground-Based Measurements of Multi-Wavelength Lidar and Sun Sky-Scanning Radiometer // Eight Int. Symp. on Atmosph. and Ocean Optics / Atmosph. Phys., G.A. Zherebtsov, G.G. Matvienko, V.A. Banakh, V.V. Koshelev, Ed.: Proc. SPIE. 2002. V. 4678. P. 257-268.
315. *Зуев В.В.* Лидарный контроль стратосферы. Новосибирск: Наука, 2004. 307 с.
316. *Chaikovsky A., Bril A., Barun V., et al.*, Studying altitude profiles of atmospheric aerosol parameters by combined multi-wavelength lidar and sun sky radiance measurements // Rev. and revised papers presented at the 22-nd Int. Laser Radar Conf. (ILRC 2004). 12-16 July 2004, Matera, Italy. 2004. P. 345-348.
317. *Чайковский А.П., Иванов А.П., Балин Ю.С., и др.* Лидарная сеть CIS-LiNet для мониторинга аэрозоля и озона: методология и аппаратура // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 12. С. 1066-1072.
318. *Кугейко М.М., Лысенко С.А.* Лазерная спектронефелометрия аэродисперсных сред. Мн.: БГУ. 2012. 208 с.
319. *Кугейко М.М., Фираго В. А.* Лазерные методы контроля компонентного состава аэродисперсных сред. ЖПС. Т. 68. №4. 2001 г. С. 518-525.
320. *Кугейко М.М., Лысенко С.А.* Методические аспекты восстановления оптических характеристик атмосферы из результатов лазерно-локационных измерений // Оптика атмосферы и океана. Т. 19. №5. 2006 г. С. 435-440.
321. *Кугейко М.М., Лысенко С.А.* Об определении профилей оптических характеристик атмосферного аэрозоля из сигналов Раман-лидара и одноуглового нефелометра.- Оптика атмосферы и океана. Т. 21. №2. 2008 г. С. 140-146.
322. *Kugeiko M.M., Lisenko S. A.* A Method for Retrieval of the Profiles of Atmospheric Backscattering Coefficients by Three-Wavelength Lidar and Nephelometric Measurements // Optics and Spectroscopy . V. 105. N.4. 2008. P. 673-679.
323. *Lisenko S. A., Kugeiko M.M.*, Method for the Determination of the Concentration of the Respirable Atmospheric Aerosol Fraction from the Data of Three-Frequency Lidar Sensing // Atmospheric and Oceanic Optics. V. 23. No3. 2010. PP. 222-228.
324. *Лысенко С.А., Кугейко М.М., Фираго В. А.* Оптическая модель атмосферы для коррекции ИК - измерений спутниковых и наземных систем дистанционного зондирования // ЖПС. Т. 78. №2. 2011 г. С. 267-276.

325. *Лысенко С.А., Кугейко М.М.*, Восстановление оптических и микрофизических характеристик поствулканического стратосферного аэрозоля из результатов трехчастотного лидарного зондирования // Оптика атмосферы и океана. Т. 24. №4. 2011 г.
326. *Lisenko S. A., Kugeiko M.M.*, A Method for Retrieving Vertical Distribution of Aerosol Mass Concentration in Atmosphere from Results of Lidar Sensing at Nd:YAG Laser Wavelengths // Optics and Spectroscopy . V. 110. No 3, 2011. P. 512-520.
327. *Кугейко М.М., Лысенко С.А.* Спектронефелометрические методы определения микрофизических характеристик пыли в аспирационном воздухе и отходящих газах цементных производств. // Журн. прикл. спектр. 2012. Т. 79. № 1. С. 66–76.
328. *Егоров А.Д., Потапова И.А., Щукин Г.Г.* Методы лидарного зондирования атмосферного аэрозоля // Оптический журнал. 2001. Т.68. №11.
329. *Егоров А.Д., Потапова И.А. Ржонсницкая Ю.Б.* Обращение лидарных сигналов малой мощности // Оптический журнал. 2007. Т 74. №10.
330. *Yegorov A.D., Potapova I.A., Rzhonsnitskaya Yu.B.* Atmospheric aerosols measurements and reliability problem / International Journal of Remote Sensing, 2008; V.29. P. 2449 - 2468;
331. *Егоров А. Д., Потапова И.А.* Лидарные исследования прозрачности атмосферы //Труды НИЦ ДЗА (филиал ГГО), 2004, вып.5 (Тр. ГГО им. А.И.Воейкова, вып. 553). С. 131 - 142;
332. *Егоров А.Д., Потапова И.А.* Анализ погрешностей обращения лидарных сигналов малой мощности //Труды НИЦ ДЗА (филиал ГГО), 2005, вып.6 (Тр. ГГО им. А.И.Воейкова, вып. 554). С. 62 – 66.
333. *Егоров А.Д., Потапова И.А., Привалов Д.В.* Систематические погрешности обращения лидарных сигналов малой мощности //Труды НИЦ ДЗА (филиал ГГО), 2006, вып.7 (Тр. ГГО им. А.И.Воейкова, вып. 555). С. 30 — 34.
334. *Егоров А.Д., Потапова И.А., Синькевич А.А.* Интерпретация данных самолётного лидарного зондирования атмосферного аэрозоля // Межвузовский сборник научных трудов "Методы и устройства передачи и обработки информации", Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2001. С. 63 — 70.

335. *Васильев А. В., Ивлев Л. С.* Численное моделирование оптических характеристик полидисперсных сферических частиц // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т.8. № 6. С. 921 —928.
336. *Васильев А. В., Ивлев Л. С.* Численное моделирование спектральной аэрозольной индикатрисы рассеяния света // Оптика атмосферы и океана, 1996. Т.9. №1. С.129 —133.
337. *Васильев А.В., Мельникова И.Н.* Коротковолновое солнечное излучение в атмосфере Земли. Расчеты, измерения, интерпретация Пб, Изд-во НИИХ СПбГУ, - ISBN 5-7997-0467-3. 2002. 388 с.
338. *Васильев А.В., Ивлев Л.С., Кугейко М.М., и др.,* Оценка точности контрольных измерений в задачах оптической диагностики микрофизических параметров аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 9. С.873-881.
339. *Павлов В.Е., Свириденков М.А., Журавлева Т.Б., и др.,* Аэрозольная индикатриса рассеяния для аридной территории юго-востока Казахстана // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23. № 12. С. 1062-1066.
340. *Журавлева Т.Б., Павлов В.Е., Пашинев В.В.* Разностный метод определения аэрозольных оптических толщ рассеяния по данным о яркости неба в видимой области спектра. Часть 1 // Оптика атмосфер. и океана. 2003. Т. 16. № 4. С. 377-382.
341. *Журавлева Т.Б., Шестухин А.С., Павлов В.Е., и др.,* Интегральный метод определения оптической толщи рассеяния по данным о яркости неба // Оптика атмосфер. и океана. 2003. Т. 16. № 5-6. С. 454-460.
342. *Жалмухамедова Ж.Д., Павлов В.Е.* Угловая структура радиации, отражаемой техногенными и природными образованиями в условиях Западного Казахстана // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 3. С. 22-25.
343. *Егорова Л.А., Павлов В.Е.* О выборе спектрально участка в задачах сумеречного зондирования атмосферы // Оптика атмосфер. 1989. Т. 2. № 1. С. 28-31.
344. *Павлов В.Е., Журавлева Т.Б., Пашинев В.В., и др.,* Использование метода Монте-Карло для определения альбедо атмосферного аэрозоля: Вычислительные технологии. Т. 7 // Вестн. КазНУ. 2002. № 4 (32). С. 34-41.
345. *Павлов В.Е., Свириденков М.А., Журавлева Т.Б., и др.,* Аэрозольная индикатриса рассеяния для аридной территории юго-востока Казахстана // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23. № 12. С. 1062-1066.

346. Павлов В.Е., Шестухин А.С. Аэрозольные оптические толщи и яркость неба в ИК-области спектра в аридных зонах земного шара // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18, № 3. С. 252-255.
347. Ильин В.Б. Тяжелые металлы в системе почва-растение. Новосибирск: Наука. 1991. 151с
348. Алексеев Ю.Г. Тяжелые металлы в почвах и растениях. Л.: Агропромиздат, 1987.142с.
349. Алексеенко В.А. Геохимия ландшафта и окружающая среда. М.: Недра,1990. 142с.
350. Lantry R.S., Mackensie F.T. Atmosphere trace metals. global.cycles and assessment of man's impact // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1979. V.43. P. 511-525.
351. Lisk D.J. Trace metals in soils. plant and animals // Adv. Agron.1972.- V.24. P. 267-325.
352. Valerio F., Brescianini C., Lastraioli S. Airborne metals in urban areas // Int. J. Environ. Anal. Chem, 1989. V.35. P. 101-110.
353. Альтушлер И.И., Ермаков Ю.П. Загрязнение атмосферы Земли // Актуальные проблемы природной среды за рубежом. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 19-42.
354. Назаров А.Г. Современная миграция тяжелых металлов в биосфере. М.: ВНИИЦентр. 1980. 188 с.
355. Курпатовский И.П. Охрана природы: Справочник. М.: Химия, 1974. 376 с.
356. Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Мир, 1989. 439 с.
357. Никифорова Е.М. Загрязнение природной среды свинцом от выхлопных газов автотранспорта // Вестник МГУ. Сер.геогр, 1975. №3. С. 28-36.
358. Bheemalingeswara K. Geochemical exploration data: utility in environmental studies // Rapp. och medd, 1991. V.69. P. 123-125.
359. Wood J.M. Biological cycles for toxic elements in the environment // Science. 1974. V.183. P. 1049-1059.
360. J.P. Riley and Skirrow G. Chemical Oceanography V.5.N 1. 1965.60p
361. Перельман Ф. М. Рубидий и цезий. М., Изд-во АН УССР, 1960. 140с.
362. Плющев В. Е., Степин Б. Д. Химия и технология соединений лития, рубидия и цезия. М.-Л.: Химия. 1970. 407 с.

363. Солодов Н. А., Рубидий и цезий. М., «Наука», 1971. 336 с.
364. Плющев В. Е., Степин Б. Д., Аналитическая химия рубидия и цезия. - М.:Наука., 1975. 224 с.
365. Коган Б. И., Названова В. А., Солодов Н. А. Рубидий и цезий, М. : Наука, 1971. 336 с.
366. Моисеев А. А., Рамзаев П. В., Цезий-137 в биосфере. - М.: Атомиздат., 1975. - 184 с.
367. Глинка Н. Л. «Общая химия». Л. Химия, 1983, 264 с
368. Химическая энциклопедия. Под ред. Зефирова Н. С. Москва: Советская энциклопедия. 1995. 639 с.
369. Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., и др. Оптические параметры пылевого аэрозоля для АЭРОНЕТ // Доклады АН РТ. 2010. Т. 53. № 9. С. 685-689.
370. Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., P.Goloub., et. al. О взаимосвязи температуры воздуха и оптической толщины аридного аэрозоля по данным AERONET// Материалы XVII Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». Томск. ИОА СО РАН. 2011. С. 37-40.
371. Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Т.Х. Салихов., и др Взаимосвязь изменения температуры воздуха и оптической толщины аридного аэрозоля по данным AERONET // Доклады АН РТ. 2011. Т.54. №12. С. 984-990.
372. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., А.Абдуллаев О концентрации углекислого газа в атмосфере аридной и высокогорной зоны Таджикистана // Материалы XVII Международного симпозиума "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы" Томск. ИОА СО РАН. 2011. С. 53-56.
373. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., А.Абдуллаев Об изменении концентрации углекислого газа в атмосфере г.Душанбе // Вестник Тадж. тех.универ. 2011. №3(15). С. 9-15.
374. Nazarov B.I., Abdullaev S.F.,Ozon.Aerosol und Klima. Moderne Physikalische Analyseverfahren in Geosciences in High Asia // Bayreuth 1999. P. 199-202.
375. Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Мадвалиев У. Интерпретация сезонных колебаний и широтного распределения суммарного озона в атмосфере // в Материалах Международной конференции по Физике конденсированных систем. Душанбе. 2001. С. 85-86.

376. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И.*, Озон. Общее содержания озона в вертикальном столбе атмосферы // Душанбе.16 с. Деп.в НПИЦентре. вып 01.2002. №33 (1467).
377. *Акылбеков А.Т., Абдуллаев С.Ф., Шарифов Д.М.*, Оптоакустическая спектроскопия газообразных веществ // Вестник Кар ГУ. Серия Физика. 2008. №3(51). С. 44-55.
378. *Шарифов Д.М., Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф., и др.* Применения метода лазерной оптоакустической спектроскопии для обнаружения малых газовых примесей в атмосфере // Душанбе .21 с. Деп. в НПИЦентр №05 (1836).
379. *Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Абдуллаев А.* О концентрации озона в атмосфере аридной и высокогорной зоны Таджикистана // XVII Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». Томск. ИОА СО РАН. 2011. С. 41-44.
380. *Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Абдуллаев А.* Изменение суточной концентрации озона в атмосфере Душанбе // Вестник Тадж. нац. универ. № 8 (72) 2011. С. 28-36.
381. *Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Абдуллаев А.* Исследование концентрации углекислого газа в атмосфере аридной и высокогорной зоны Таджикистана // Материалы V- международной научно-практической конференции «Перспективы применения инновационных технологий и усовершенствования технического образования в высших учебных заведениях стран СНГ». Душанбе. 2011 С. 109-112.
382. *S.F. Abdullaev., Nazarov B.I., Abdullaev A., et.al.* Study of the greenhouse gases (CO₂, O₃) concentrations in arid and high-mountain regions of Tajikistan // Proceeding Book of XVII-th International Energy and Environment Fair and Conference Istanbul. 2011. P. 275-276.
383. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Абдурасулова Н.А.и др.* Изменение радиационных характеристик атмосферы (глобальная, отраженная радиация) и альbedo поверхности // Вестник Тадж. тех.универ. 2011. №2(14). С. 8-14.
384. *Abdullaev S.F., Nazarov B.I., Saliev M.A.* Laser smoke-meter(LS-1) for measuring of diesel engine exhaust in Atomic Energy Organization of Iran Laser conference // Teheran. 1993. P. 34-38.
385. *Назаров Б.И., Пирогов С.М., Абдуллаев С.Ф.* Лазерный измеритель дымности выхлопа дизельных двигателей (дымомер ЛД-1) // «Материалы и тезисы докладов I- международной конференции «Новые материалы и приборы» Ташкент. 1994.

С. 192-194.

386. Назаров Б.И., Пирогов С.М., Абдуллаев С.Ф. Измеритель сажевого аэрозоля // Там же. С. 198-200.

387. Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф. Моделирование некоторых параметров пылевого аэрозоля // Материалы международной конференции по математическому моделированию и вычислительному эксперименту» посв.50-лет. Тадж.нац.универ. Душанбе. 1998. С. 24-26.

388. Назаров Б.И., Маслов В., Абдуллаев С.Ф. Моделирование образование пылевого облака в аэродинамической трубе // Там же. 1998. С. 36-38.

389. Назаров Б.И., Маслов В., Абдуллаев С.Ф. Вычисление интенсивности солнечной радиации в условиях запыленной атмосферы // Материалы научной конференции «Физика конденсированных сред» Душанбе. 1999. С. 56-58.

390. Назаров Б.И., Салихов Д.К., Абдуллаев С.Ф., и др. К теории движения атмосферных частиц в аэродинамической трубе // XII Международный объединенный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» Томск. 2005.С. 34-36.

391. Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Шарифов Д.М., и др. Моделирование процесса переноса и распространения аридного аэрозоля // XIII Int.Symposium “Atmospheric and ocean optics .Atmospheric physics”. Tomsk. IOA SB RAS. 2006. P. 34-38.

392. Шарифов Д.М., Мадвалиев У., Абдуллаев С.Ф. и др. Лазерная фотоакустическая спектроскопия конденсированных сред // Душанбе. 2010. 16 с. Деп. в НПИЦентр №04 (1835).

393. Abdullaev A., Karimov Kh. H. Abdullaev S. F., et.al. Impact of climate change on the physiological - biochemical processes and yield of wheat // Climate change and dims Technology Workshop. Malaysia. 2010. P. 169-173.

394. Abdullaev S.F., Nazarov B.I., Madvaliev U., et al. Optical and microphysical characteristics of dust haze under arid zone conditions in Tajikistan //14th ISTC Scientific Advisory Committee Seminar Developing Innovation and Technology Transfer in a Global Security Environment. Almaty. 2011. P.46.

395. Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Салихов Т.Х., и др. Исследование взаимосвязи температуры воздуха и оптической толщины аридного аэрозоля по данным AERONET // Материалы V- международной научно-практической конференции

Перспективы применения инновационных технологий и усовершенствования технического образования в высших учебных заведениях стран СНГ. Душанбе. 2011. С. 97-100.

396. Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Салихов Т.Х., и др. Исследование оптических и микрофизических характеристик пылевого аэрозоля в период пылевых выносов в Таджикистане // Материалы Международной конференции «Современные вопросы молекулярной спектроскопии конденсированных сред» посвященной 50-летию кафедры оптики спектроскопии. Душанбе. 2011. С. 210-213.

397. Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Маслов В.А., и др. Изучение пылевого аэрозоля методом лазерной флуориметрии// Там же. С. 214-218.

398. Абдуллаев С.Ф., Шукуров Т., Марупов Р. Исследование пылевого аэрозоля методом ИК - спектроскопии// Там же С. 221-227.

399. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Абдуллаев А. Изменение концентрации углекислого газа в аридной и высокогорной зоны Таджикистана // Международная конференция «Стимулирование потенциала общества науки и НПО к сохранению биоразнообразия и охраны окружающей среды». Душанбе. 2011. С. 123-125.

400. Патент № TJ 474. МПК (2011.01)) G 01 N 33/24. 03.11.2011. Способ определения источника образования пылевых бурь// Абдуллаев С.Ф. , Шукуров Т.,

401. Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Салихов Т.Х., Маслов В.А. Корреляции температуры приземной атмосферы и оптической толщины аридного аэрозоля по данным AERONET // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. №5. С. 428-433.

402. Abdullaev S.F. Frank Wagner., Philippe Goloub., et al., Investigation of aerosol pollution atmosphere on result of the dust storms (dust haze) and its influence on climate change under of ISTC project T-1688 // Proceeding Book of International Conference “Influence of global climate change on the ecosystem of arid and high mountain zone of Central Asia” May, 22-24, 2012, Dushanbe, P. 201-204.

403. Абдуллаев С.Ф., Абдуллаев А., Усманов Т.П., Маслов В.А. Изменение метеорологических параметров атмосферы и теплиц при вариации концентрации CO₂ и O₃ Там же. С.230-234.

404. Абдуллаев С.Ф., Маслов В. А. Назаров Б.И. Изменение содержания озона в приземном слое атмосферы аридной и высокогорной зоны Таджикистана //

Семинар – совещание «Проблемы мониторинга приземного (тропосферного) озона и нейтрализации его влияния» Таруса 6-8 июня 2012.<http://www.ioa-rhms.ru/oom/>.

405. *Abdullaev A., Karimov Kh. H. Abdullaev S. F.* Influence of different climate change scenarios on yield and grain quality of wheat in Tajikistan // International Symposium on Earth Observation for arid and semi arid Environments. China. Kashgar, September, 20-22 2012, P.70.

406. *Абдуллаев С. Ф., Маслов В.А., Назаров Б. И.* Исследование пылевой мглы аридной зоны Центральной Азии // Восьмая международная конференция НИИФ им. В.А. Фока СПбГУ «Естественные и антропогенные аэрозоли» 5-7 октябрь, Санкт-Петербург, 2012

407. *Абдуллаев С.Ф., Абдурасулова Н.А., Маслов В.А., и др.*, Исследование изотопного состава пыльной мглы юга Таджикистана // Материалы международного семинара "Урановое наследие Советского Союза Центральной Азии: проблемы и решения" Душанбе. 20-22 ноября 2012. С. 95-98.

408. *Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Абдурасулова Н.А., и др.* «Вариации содержания CO₂ в приземном слое воздуха в аридной и высокогорной зоне Таджикистана» Известия АН РТ, 2012, №3, С. 57-63.

409. *Абдуллаев С.Ф., Джураев А.А., Назаров Б.И., и др.* Элементный и изотопный состав образцов почв и пыльной мглы юга Таджикистана // Ядерная физика в АН Республики Таджикистан. Под общей редакцией Д.А. Абдушукурова и И. Бободжанова. Душанбе. Изд. ООО «Эр-граф». 2013. ISBN 978-99947-988-2-7. С. 329-335.

410. *Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Курбонов Н.Б., и др.* Вариации статистических параметров аэрозольной оптической толщи атмосферы в Душанбе // Вестник Таджикского технического университета. 2013. №5(16). С. 9-15.

411. *Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Маслов В.А.* Исследование проб пылевого аэрозоля и почв методом лазерной флуориметрии // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. №7. С. 644-649.

412. *Абдуллаев С.Ф., Шукуров Т., Марупов Р., и др.* Исследование проб почв и пылевого аэрозоля методом ИК - спектроскопии // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26, № 02. С. 166-171.

413. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Назаров Б.И., и др. «Динамика распределения элементов и изотопов в образцах почвы и пыльной мглы юга Таджикистана» // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26, № 06. С. 187-193.
414. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Назаров Б.И., Исследование пылевой мглы аридной зоны // Изв.РАН «Физика атмосферы и океана». 2013.Т.49.№3.С. 304-313.
415. С.Ф. Абдуллаева, В.А. Маслова, Н.Б.Курбонова, и др. Вариации аэрозольной оптической толщи атмосферы в Душанбе по данным AERONET// Вестник Таджикского национального университета.2013, № 1/1 (102). С. 86-93
416. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Назаров Б.И., и др. Результаты исследований содержания водяного пара в атмосфере аридной зоны // Изв.РАН «Физика атмосферы и океана». 2014. Т.50. №1. С. 1-9.
417. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Курбонов Н.Б., и др. Микрофизические и радиационные характеристики аэрозоля в атмосфере Душанбе по данным АЭРОНЕТ // Вестник Таджикского технического университета. 2013. №5 (16). С.16-22
418. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Абдурасулова Н.А., и др. Вариации содержания приземного озона в Таджикистане // Доклады АН РТ. 2013. Т. 56. №6 . С. 458-464.
419. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Курбонов Н.Б., и др. Мониторинг атмосферной радиации в г.Душанбе с помощью наземного измерительного комплекса // Известия АН РТ. 2013. №2 (150). С. 320-326.
420. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Курбонов Н.Б., и др. Вариации статистических параметров аэрозольной оптической толщи атмосферы в Душанбе // Вестник Таджикского технического университета. 2013. №5 (16). С. 9-15.
421. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Назаров Б.И., Салихов Т.Х. Вариации параметров аэрозольной оптической толщи в Душанбе // Известия РАН. Физика атмосферы и океана (в печати).
422. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Назаров Б.И., и др. Динамика распределения тяжелых металлов и радиоактивных изотопов в образцах почвы и пылевого аэрозоля юга Таджикистана// Оптика атмосферы и океана (в печати).
423. Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Назаров Б.И., и др. Миграция элементов в образцах почв юга Таджикистана// Вопросы радиационной безопасности (в печати).

Список основных сокращений и обозначений

Сокращения

ПБ – пылевая буря.

ПМ – пылевая мгла.

ЦА - Центральная Азия.

м над ур. моря - метр над уровнем моря

АЭРОНЕТ – аэрозольная сеть.

АОТ - аэрозольная оптическая толщина.

АОР – альbedo однократного рассеяния.

УФ – ультрафиолет.

ВО – видимый область.

БИК – ближний инфракрасный.

ИК – инфракрасный.

λ - длина волны.

$\tau_a(\lambda)$ - аэрозольная оптическая толщина.

ν – частота.

$k(\nu)$ - показатель поглощения.

$n(\nu)$ - показатель преломления

$\mu(\varphi, \lambda)$ – индикатриса рассеяния.

m – комплексная показатель преломления.

α – показатель поглощения.

$R(\nu)$ – спектр отражения.

$\Theta(\nu)$ - фазовой сдвиг.

ГАРЭКС - глобальный аэрозольно - радиационный эксперимент.

САПЭКС – советско-американский эксперимент по изучению аридного
аэрозоля в Таджикистане 1989г.

ФАН - фотоэлектрический аэрозольный нефелометр.

$\rho(\gamma)$ – абсолютное угловое распределения рассеянного излучения.

σ -показатель рассеяния.

N - число частиц по каналам.

d - диаметр частиц.

РОВ - растворимое органическое вещество.

ОМА - оптический многоканальный анализатор.

КРС – комбинационное рассеяния света.

ФА – фотоакустический.

РГ – Розенцвейг-Гершо.

ТРОПЭКС – тропический эксперимент в Центральной части Атлантического океана в 1974г.

АРАЭКС – аэрозольный эксперимент в окрестности г.Душанбе в 1981г.

АФА-ХА-20 - аналитические фильтры.

АЗ-6 (ПК.ГТА-0.3-002) - аэрозольный счетчик частиц.

Аэлотометр - измеритель сажевого аэрозоля.

S_m - горизонтальная дальность видимости.

МНТЦ – международный научно-технический центр.

СКО – среднеквадратичное отклонения.

V – коэффициент вариации.

ПДК - предельно допустимые концентрации.