

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение

высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра физики

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

Бакалаврская

«Воздействие фоновой засветки на определение концентрации
загрязняющих веществ слабо замутненной атмосферы»

Студент-исполнитель Смирнов Владислав

Руководитель

Потапова Ирина Александровна

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой Бобровский Анатолий Петрович

(подпись)

(ученая степень, ученое звание)

(фамилия, имя, отчество)

«__» _____ 20__ г.

Санкт-Петербург, 2022

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Атмосфера, ее строение и состав.	4
1.1. Понятие атмосферы.	4
1.2. Протяженность атмосферы	5
1.3. Строение атмосферы	5
1.4. Газовый состав атмосферы.....	9
Глава 2. Атмосферные загрязнения и их виды.	14
2.1. Виды загрязнения	14
2.2. Аэрозоли в атмосфере	15
2.3. Воздействие загрязнения на человека.....	17
Глава 3. Исследование атмосферы с помощью лазерных установок.	19
3.1. Физические явления атмосферы, используемые для ее исследования	19
3.2. Молекулярное рассеяние.....	26
3.3. Флуоресценция	27
3.4. Рассеяние и поглощение аэрозолями	30
3.5. Лазерное излучение в атмосфере	30
Глава 4. Современные лидарные исследования.....	33
4.1. Современные лидары	33
4.2. Определение коэффициента ослабления слабого сигнала	35
Глава 5. Анализ полученных результатов.	37
Заключение.	42
Литература.	43
Приложение.	44

Введение

Современный мир, построенный на бесконечном стремлении к совершенству, особенно со стороны технологий требует от человечества предельной внимательности. Быстро развивающееся общество индустриализации приводит к экологическим катастрофам и загрязнению воздуха, проблема коих актуальна и на сегодняшний день.

Однако, загрязнения атмосферы носят отнюдь не только антропогенный характер, многие загрязнители (такие как лесные пожары или концентрация аэрозоля в объеме) оказывают достаточное влияние на состояние атмосферы. Которое определяется степенью концентрации загрязняющих веществ и измеряется с помощью различных методов, многие из которых позволяют определять концентрации лишь локально. Для этого было изобретено лазерное или лидарное зондирование, определяющее пространственное распределение аэрозолей по всей атмосфере в целом.

Человеку, как существу биологическому, живому непосредственно важен состав воздуха самого важного ресурса, соответственно возможность наблюдения и предсказания прогнозов изменчивости атмосферы с помощью техники – приоритетно актуальная задача для индустриализованного общества, что и рассмотрено в данной работе.

Цель работы заключена в том, чтобы найти наиболее простой , быстрый и точный метод обработки снятых данных о качестве атмосферы. Это раскрыто в основной задаче данной выпускной квалификационной работе – в сравнении двух методов обработки результатов лидарных измерений с возможностью выбора наилучшего из них.

Глава 1. Атмосфера, ее строение и состав.

1.1. Понятие атмосферы.

Для начала поясним, что значит атмосфера? Это оболочка из газа вокруг астрономического тела, удерживающаяся вокруг него за счет сил гравитации.

Земная атмосфера имеет свою уникальную структуру, ее химический состав, на этапе формирования планеты, определялся термоядерными реакциями, выбросами Солнца, и только потом приобрел свой привычный состав в последствии претерпевания эволюции. Первоначально, она находилась в 3 кондициях: 1-ый состав - первичный из гелия и водорода, 2-ой или вторичный с добавлением углекислого газа, паров воды, аммиака, данные газы начали скапливаться из-за частых извержений вулкана на земле до начала времен, и последний, третичный состав - стало меньше азота, но больше углекислого газа за счет формирования постоянной погоды и воздействия солнечной радиации, невозможности удержания более легких газов.

Заклучено, что большую часть времени жизни нашей планеты сохранялось превышенное примерно в 10 раз значение современной концентрации углекислого газа. В прошлом колебания количества его содержания в атмосфере сотовляло прямое влияние на климат тем, что за счет усиления парникового эффекта позволял сохранять жаркие температуры воздуха.

1.2. Протяженность атмосферы

Если смотреть на планету со стороны космического пространства, видно что внешние «края» оболочки-атмосферы растушеваны, т.е. границы протяженности атмосферы размыты, однако конец атмосферы считается примерно на экзосфере находящейся от 600км, однако Международная авиационная федерация азвала свою цифру границ в высоте в 100 км, так все космичекие корабли достигая 123 км уходят в аэродинамческое управление.

1.3. Строение атмосферы

Принято разделять атмосферу на части, зависящие от состава и свойств действующих на разных высотах.

В строение атмосферы, в порядке возрастания входят такие уровни как:

- планетарный пограничный слой;
- тропосфера;
- тропопауза;
- стратосфера;
- стратопауза;
- мезосфера;
- мезопауза;
- линия Кармана;
- термосфера;

- термопауза;
- экзосфера.

Эти данные отражены далее на рис. 1



Рис. 1 Строение атмосферы, послойное. Главные крупные слои.

Разберем каждый слой по отдельности. Начнем с самой нижней воздушной сферы - тропосферы. Его толщина составляет 1-2 км. Состояние атмосферы в этой области и различные ее изменения напрямую зависят от земной поверхности или, как ее еще называют, подстилающей поверхности Земли, многие исследования и наблюдения атмосферы происходят на этом уровне. Добавляют еще дополнительные слои на этом уровне:

- Шероховатости слой
- Приземный слой

– Эрмана слой

Далее пойдет тропопауза – это промежуточный слой между тропосферой и стратосферой. В данной области понижение температуры прекращается. Наличие переходного шара было установлено французским метеорологом Леоном де Бором в 1902 г. Толщина тропопаузы варьируется от нескольких сотен метров до пары километров. Встречаются ее разрывы в некоторых областях, а также повторные переходные слои.

Следующим, что очевидно будет являться стратосфера, расположенная на высоте 11-50 км. Условия в этом шаре постоянно меняются с высотой. Например, в промежутке 11-25 км температура начинает повышаться практически незначительно. Выше 25 км (до 40 км) она резко увеличивается до 0°C, а далее остается относительно стабильной. Данная среда является более однородной, здесь расположен озоновый слой. Его примерная высота от 15-20 км и до 55-60. Озон активнее всего формируется на 30-километровой высоте. Именно на этих высотах можно увидеть северное сияние, зарница и другие явления, связанные со светом, происходят в стратосфере.

Пограничный слой между мезосферой и стратосферой - стратопауза. По отношению к уровню моря стратопауза находится на высоте 50-55 км. Температура здесь равна 0°C. Там, где показатель температуры падает, уже начинается мезосфера. Такой пограничный слой имеется и на других планетах с атмосферой.

Мезосфера начинается выше 50 км и заканчивается на высоте примерно 80-90 км. Чем выше, тем сильнее опускается температура. Холоднее всего рядом со следующим пограничным слоем – около -80°C. Она состоит на 80% из азота и на 20% из кислорода. Метеорные тела, попадая в это пространство, светятся и сгорают. Также здесь иногда формируются серебристые облака. Это очень редкое явление, возникающее в летний период из-за низких температур.

Мезопауза Служит границей между мезосферой и термосферой. В мезопаузе температура доходит до минимума – около -100°C . Примерная высота расположения слоя – 80-90 км. Он также является границей области, в которой происходит активное поглощение ультрафиолетового солнечного излучения. Как и стратопауза, встречается на других планетах.

Еще выше мезопаузы проходит линия Кармана (условная) – на высоте 100 км, согласно данным Международной авиационной федерации. Она служит границей между земной атмосферой и открытым космосом, хотя воздушная оболочка здесь еще не заканчивается. Также на данной высоте заканчиваются границы всех государств.

Термосфера начинается на высоте около 90 км и заканчивается ближе к 800 км. Характеризуется интенсивным возрастанием температуры с высотой (до 300 км, затем остается стабильно высокой). Но ввиду неоднородной солнечной активности, поглощения УФ излучения, ее показатель колеблется в пределах 200-2000 К. Здесь летают беспилотные спутники, пилотируемые космические аппараты. Так как воздух в термосфере сильно разрежен, высокая температура не наносит летательным аппаратам вреда. Также на данной высоте наблюдается полярное сияние. Она находится на высоте 400-800 км, в зависимости от солнечной активности. Для данного слоя атмосферы характерна относительно стабильная температура. Она может колебаться в пределах 500-2000 К. Постоянная температура объясняется тем, что на этой высоте нет других источников энергии, кроме Солнца.

И последняя, экзосфера - внешняя часть атмосферы, расположенная на высоте около 500-1000 км. Состоит из разреженного газа (плазмы), который рассеивается в космическом пространстве. Приближаясь к отметке в 2000 км, экзосфера постепенно становится ближнекосмическим вакуумом.

1.4. Газовый состав атмосферы.

Очевидно, что без атмосферы Земля была бы мёртвой планетой. Незначительная по массе по сравнению с планетой в целом (примерно миллионная часть), атмосфера является непременным условием для всех форм жизни. Наибольшее значение из атмосферных газов для жизнедеятельности организмов имеют кислород, азот, водяной пар, углекислый газ, озон. При поглощении углекислого газа фотосинтезирующими растениями создаётся органическое вещество, используемое как источник энергии подавляющим большинством живых существ, включая человека. Кислород необходим для существования аэробных организмов, для которых приток энергии обеспечивается реакциями окисления органического вещества. Азот, усваиваемый некоторыми микроорганизмами (азотофиксаторами), необходим для минер. питания растений. Озон, поглощающий жёсткое УФ-излучение Солнца, значительно ослабляет эту вредную для жизни часть солнечной радиации. Конденсация водяного пара, образование облаков и последующее выпадение атмосферных осадков поставляют на сушу воду, без которой невозможны никакие формы жизни. Жизнедеятельность организмов в гидросфере во многом определяется количеством и химическим составом атмосферных газов, растворённых в воде. Поскольку химический состав атмосферы существенно зависит от деятельности организмов, биосферу и А. можно рассматривать как часть единой системы, поддержание и эволюция которой имела большое значение для изменения состава на протяжении истории Земли как планеты.

Солнечная радиация является практически единственным источником энергии для всех физических процессов в атмосфере. Главная особенность ее радиационного режима атмосферы – т. н. парниковый эффект: достаточно хорошо пропускает к земной поверхности солнечную радиацию, но активно поглощает тепловое длинноволновое излучение земной поверхности, часть которого возвращается к поверхности в форме встречного излучения, компенсирующего радиационную потерю тепла земной поверхностью. В отсутствие

атмосферы средняя температура земной поверхности была бы $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$, в действительности она $15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Приходящая солнечная радиация частично (около 20%) поглощается в атмосфере (главным образом водяным паром, каплями воды, углекислым газом, озоном и аэрозолями), а также рассеивается (ок. 7%) на частицах аэрозоля и флуктуациях плотности. Суммарная радиация, достигая земной поверхности, частично (около 23%) отражается от неё. Коэффициент отражения определяется отражательной способностью подстилающей поверхности, альбедо. В среднем альбедо Земли для интегрального потока солнечной радиации близко к 30%. Оно меняется от нескольких процентов (сухая почва и чернозём) до 70–90% для свежеснежного покрова. Радиационный теплообмен между земной поверхностью и атмосферой существенно зависит от альбедо и определяется эффективным излучением поверхности Земли и поглощённым ею противозлучением атмосферы. Алгебраическая сумма потоков радиации, входящих в земную атмосферу из космического пространства и уходящих из неё обратно, называется радиационным балансом.

Преобразования солнечной радиации после её поглощения атмосферой и земной поверхностью определяют тепловой баланс Земли как планеты. Главный источник тепла для атмосферы – земная поверхность; теплота от неё передаётся не только в виде длинноволнового излучения, но и путём конвекции, а также выделяется при конденсации водяного пара. Доли этих притоков теплоты равны в среднем 20%, 7% и 23% соответственно. Сюда же добавляется около 20% теплоты за счёт поглощения прямой солнечной радиации. Поток солнечной радиации за единицу времени через единичную площадку, перпендикулярную солнечным лучам и расположенную вне атмосферы на среднем расстоянии от Земли до Солнца, равен 1367 Вт/м^2 , изменения составляют $1\text{--}2\text{ Вт/м}^2$ в зависимости от цикла солнечной активности. При планетарном альбедо ок. 30% средний по времени глобальный приток солнечной энергии к планете составляет 239 Вт/м^2 . Поскольку Земля как планета испускает в космос в среднем такое же количество энергии, то, согласно закону Стефана – Больцмана, эффективная температура уходящего теплового

длинноволнового излучения 255 К (−18 °С). В то же время средняя температура земной поверхности составляет 15 °С. Разница в 33 °С возникает за счёт парникового эффекта.

Водный баланс атмосферы в целом соответствует равенству количества влаги, испарившейся с поверхности Земли, количеству осадков, выпадающих на земную поверхность. Она над океанами получает больше влаги от процессов испарения, чем над сушей, а теряет в виде осадков 90%. Избыток водяного пара над океанами переносится на континенты воздушными потоками. Количество водяного пара, переносимого в атмосфере с океанов на континенты, равно объёму стока рек, впадающих в океаны.



Накопление O₂ в атмосфере Земли и в верхнем слое океана:

(3.85-2.45 млрд лет назад) — O₂ не производился

2) (2.45-1.85 млрд лет назад) O₂ производился, но поглощался океаном и породами морского дна

3) (1.85-0.85 млрд лет назад) O₂ выходит из океана, но расходуется при окислении горных пород на суше и при образовании озонового слоя

4) (0.85-0.54 млрд лет назад)

5) (0.54 млрд лет назад- по настоящее время) резервуары O₂ заполнены и начинается накопление в атмосфере (взято из Википедии)

Рис.2 Накопление кислорода в атмосфере Земли.

Если обращаться к газовой составляющей, то она состоит из азота (около 78,1% по объёму) и кислорода (около 20,9%), а также содержит малые количества аргона, диоксида углерода (углекислого газа), неона и др. постоянных и переменных компонентов

Кроме того, в ней содержится небольшие количества озона, оксидов азота, аммиака, радона и др. Относительное содержание основных составляющих воздуха постоянно во времени и однородно в разных географических районах. Содержание водяного пара и озона переменено в пространстве и времени; несмотря на малое содержание, их роль в атмосферных процессах весьма существенна.

Выше 100–110 км происходит диссоциация молекул кислорода, углекислого газа и водяного пара, поэтому молекулярная масса воздуха уменьшается. На высоте около 1000 км начинают преобладать лёгкие газы – гелий и водород, а ещё выше атмосферы Земли постепенно переходит в межпланетный газ.

Наиболее важная переменная компонента атмосферы – водяной пар, который поступает при испарении с поверхности воды и влажной почвы, а также с помощью растений. Относительное содержание водяного пара меняется у земной поверхности от 2,6% в тропиках до 0,2% в полярных широтах. С высотой оно быстро падает, убывая наполовину уже на высоте 1,5–2 км. В вертикальном столбе А. в умеренных широтах содержится около 1,7 см «слоя осаждённой воды». При конденсации водяного пара образуются облака, из которых выпадают осадки в виде дождя, града, снега.

Важной составляющей атмосферного воздуха является озон, сосредоточенный на 90% в стратосфере (между 10 и 50 км), около 10% его находится в тропосфере. Озон обеспечивает поглощение жёсткой УФ-радиации (с длиной волны менее 290 нм), и в этом – его защитная роль для биосферы. Значения общего содержания озона меняются в зависимости от широты и сезона в пределах от 0,22 до 0,45 см (толщина слоя озона при давлении $p = 1$ атмосфере и температуре $T = 0$ °С). В озоновых дырах, наблюдаемых весной в Антарктике

с нач. 1980-х гг., содержание озона может падать до 0,07 см. Оно увеличивается от экватора к полюсам и имеет годовой ход с максимумом весной и минимумом осенью, причём амплитуда годового хода мала в тропиках и растёт к высоким широтам. Существенной переменной компонентой А. является углекислый газ, содержание которого в атмосфере за последние 200 лет выросло на 35%, что объясняется в основном антропогенным фактором. Наблюдается его широтная и сезонная изменчивость, связанная с фотосинтезом растений и растворимостью в морской воде (согласно закону Генри, растворимость газа в воде уменьшается с ростом её температуры).

Важную роль в формировании климата планеты играет атмосферный аэрозоль – взвешенные в воздухе твёрдые и жидкие частицы размером от нескольких нм до десятков мкм. Различаются аэрозоли естественного и антропогенного происхождения. Аэрозоль образуется в процессе газофазных реакций из продуктов жизнедеятельности растений и хозяйств. деятельности человека, вулканических извержений, в результате подъёма пыли ветром с поверхности планеты, особенно с её пустынных регионов, а также образуется из космич. пыли, попадающей в верхние слои А. Большая часть аэрозоля сосредоточена в тропосфере, аэрозоль от вулканических извержений образует т. н. слой Юнге на высоте около 20 км. Наибольшее количество антропогенного аэрозоля попадает в А. в результате работы автотранспорта и ТЭЦ, химических производств, сжигания топлива и др. Поэтому в некоторых районах состав А. заметно отличается от обычного воздуха, что потребовало создания спец. службы наблюдений и контроля за уровнем загрязнения атмосферного воздуха.

Глава 2. Атмосферные загрязнения и их виды.

2.1. Виды загрязнения

Существуют несколько источников загрязнения атмосферы:

- Источники естественного происхождения, обусловленные природными явлениями и катастрофами , такими как, например, лесные пожары, вулканическая активность, ветровая эрозия
- Источники антропогенного происхождения, обусловленные человеческой деятельностью.

И соответственно, переходя к самим видам загрязнений атмосферы:

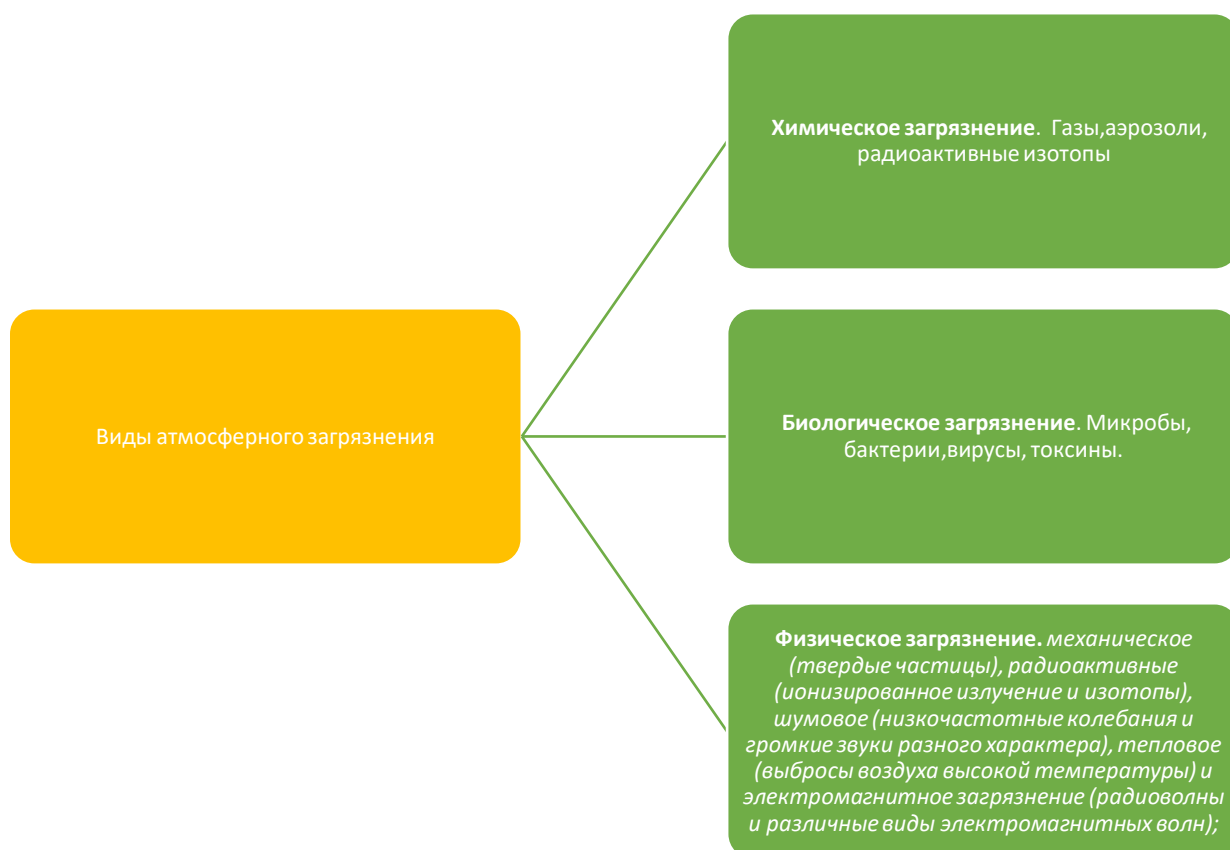


Рис. 3. Таблица связи видов загрязнения атмосферы.

2.2. Аэрозоли в атмосфере

Поясним, что такое аэрозоли – это мелко дисперсионные частицы, которые исходят от пыли, пожаров, морской соли, располагающиеся на разных уровнях слоев атмосферы, включая даже стратосферный уровень. Очевидно, что благодаря их концентрации можно определить степень прозрачности атмосферы.

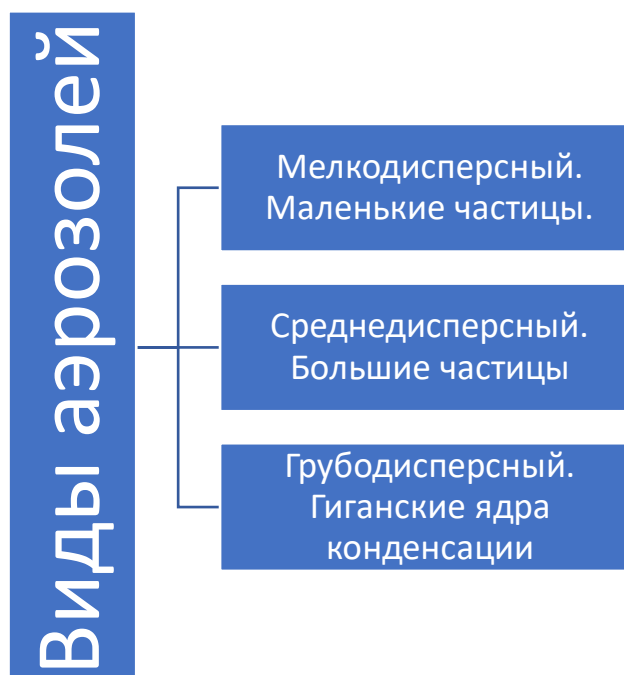


Рис.4. Виды аэрозолей.

У аэрозоля присутствуют характеристики рассеивания и поглощения солнечного и теплового излучения, что определяет оптические свойства атмосферы. В частности, эти характеристики возникают в области взаимодействия с коротковолновым излучением (интервал от ультрафиолетового до инфракрасного излучения), где и наблюдаются максимумы солнечного излучения. Понятно, что пространственное и временное распределение количества аэрозоля иррегулярно. К примеру, при отдалении от крупных городов количество уменьшается, при приближении или в черте города - увеличивается.

Источники аэрозолей в большей мере - природные процессы. Растительный и почвенный покров примерно дают сорок процентов всей

концентрации аэрозоля, вода - около двадцати процентов и транспорт - до десяти процентов.

Химический состав аэрозоля неоднороден. Например, для песка могут быть диоксид кремния (SiO_2), токсичные металлы, пестициды. Антропогенный вклад - в большинстве своем, сульфаты. Главный антропогенный источник аэрозолей - различные процессы горения. Доля метеоритных частичек составляет около десяти процентов всех аэрозольных частиц в нижней части стратосферы. С высотой она увеличивается, доходя до 80 - 100 процентов в ионосфере.

В стратосфере такого рода загрязнители распределены по всей высоте слоя. Основное количество находятся на высоте 20 километров, и именуется 20-километровым аэрозольным слоем или слоем Юнге. Основное воздействие аэрозолей в стратосфере заключается в их влиянии на перенос радиации в атмосфере. Оно в последующем влияет на общий радиационный баланс Земли.

Неблагоприятное воздействие дымовых, а также газовых загрязнений обостряются при туманах: присутствие примесей в туманах дополнительно создает плохую видимость, поскольку частицы дыма содействуют конденсации атмосферной влаги. Таким образом, заметна взаимная реакция туманов и дымов. Для характеристики дымотуманного явления, обширное продвижение приобрел специальное название «смог». Выделяют 2 типа смога: Лондонский и Лос-Анджелесский (наименования созданы в соответствии с городами, где наблюдался этот эффект)

Смог в Лондоне, в основном, прослеживался в зимний период в утренние часы в безветренную погоду, при температуре воздуха от -1 до +4 градусов и относительной влажности воздуха выше 85%. Он характеризовался состоянием, схожим на плотный туман с дальностью видимости не более 30 м. Главные источники загрязнения воздуха, вследствие которых и появлялся «смог» — выбросы в атмосферу SO_2 , CO. Это дымовые и газовые выбросы, возникающие при сжигании угля и мазута. Смешивание сернистого газа и капель тумана приводит к формированию аэрозоля сернистой кислоты,

которая в сопоставлении с сернистым газом обладает большей токсичностью. Присутствие её в атмосфере значительно увеличивает коррозию металлических и аналогичных им изделий.

Помимо этого, сернистый газ, растворенный в каплях тумана, существенно быстрее, нежели сернистый газ в газообразном состоянии, окисляется до сернистого ангидрида с последующим образованием серной кислоты. Увеличиваясь, капли тумана способны выпадать в виде мороси, содержащей заметное количество серной кислоты. Последнее явление приобрело наименование «кислотные дожди».

Для смога в Лос-Анджелесе, чаще всего наблюдавшегося в августе-сентябре в середине дня, характерны скорость ветра меньше 3 м/с, температура воздуха 24-32 градусов С, относительная влажность меньше 70% и видимость 1,5-8 километров. Причина появления смога лежит в сильном загрязнении воздуха автотранспортными выхлопами.

В случае если анализировать аэрозоли не как часть атмосферы Земли, а как часть среды, в которой функционирует, существует живность, то основной характеристикой будет нахождение крупных (среднедисперсных) и гигантских (грубодисперсных) частиц. Численное содержание влияет на человеческое здоровье и фиксирует степень его комфорта во всех областях. Если изучать аэрозоль с точки зрения исследования прозрачности атмосферы, то содержание аэрозольных частиц будет определять её прозрачность. В этих частицах явно выявляются физические свойства, с помощью которых ведутся научные исследования.

2.3. Воздействие загрязнения на человека

Последствия загрязнения атмосферы – всегда крайне ужасающи с точки зрения экологической ситуации. Могут возникать такие явления как:

Озоновая дыра – при воздействии атомов озона с молекулами тяжелых металлов разрушается озоновый слой, поглощающий излишнюю солнечную радиацию

Парниковый эффект – если естественному теплообмену Земли с космосом препятствуют так называемые парниковые газы, их высокая концентрация в атмосфере, образует заслонку не способная через себя пропускать тепловые волны и влекущая своим образованием изменение климата

Кислотные дожди - при скоплении в атмосфере оксидов серы и азота, вступающих в реакцию с водой образуются молекулы кислот, выпадающих в виде осадков и нанося глобальный вред

Смог – его образование обусловлено соединениями газов со светом

Естественно влияние каждого из перечисленных объектов значительно, любая превышающая норму концентрация токсичного вещества может послужить серьезной причиной заболеваний и смертности населения. При постоянном дыхании в кровь человека попадают все частицы не превышающие $0,0024$ мм, чем нарушают работу внутренних органов, а также кровеносных сосудов. Частицы более указанной цифры, но до $0,01$ мм оседают в верхних дыхательных путях, что говорит о том, что человек поглощает даже довольно крупнодисперсные загрязнители. Отсюда появляются респираторные и онкологические заболевания.

Глава 3. Исследование атмосферы с помощью лазерных установок.

3.1. Физические явления атмосферы, используемые для ее исследования

Для изучения атмосферы пользуются ее оптическими свойствами. На основе современной оптики, включая и оптику атмосферы, лежит представление об излучении, представляющего собой:

- электромагнитные волны (волновая теория электромагнитного излучения),

- поток фотонов (квантомеханическая теория электромагнитного излучения).

Электромагнитная волна (ЭВ) является поперечной и представляет собой распространяющуюся систему взаимоортогональных векторов напряженности электрического E и магнитного H полей.

Кроме того, эти вектора ортогональны и направлению распространения волны.

Скорость распространения ЭВ в вакууме

$$c_v = 299793 \text{ км/с (1)}$$

Скорость распространения ЭВ в среде

$$c_{cp} = c_v / n_{cp} \text{ (2)},$$

где n_{cp} – абсолютный показатель преломления среды.

Для воздуха локальные изменения давления, температуры и влажности приводят к изменению абсолютного показателя преломления воздуха в тропосфере в следующих пределах:

$$n_{\text{воз}} = 1,00026 \div 1,00046 \quad (3)$$

Выше 10 км можно считать, что $n_{\text{воз}} = 1,00011$.

Электромагнитная волна порождается колебаниями параметров электрического и магнитного полей.

Переменное магнитное поле H вызывает появление вихревого электрического поля.

Переменное электрическое поле E вызывает появление магнитного поля.

Взаимно порождаясь, эти поля могут существовать независимо от источников заряда или токов, которые первоначально создали одно из них.

Электромагнитные волны

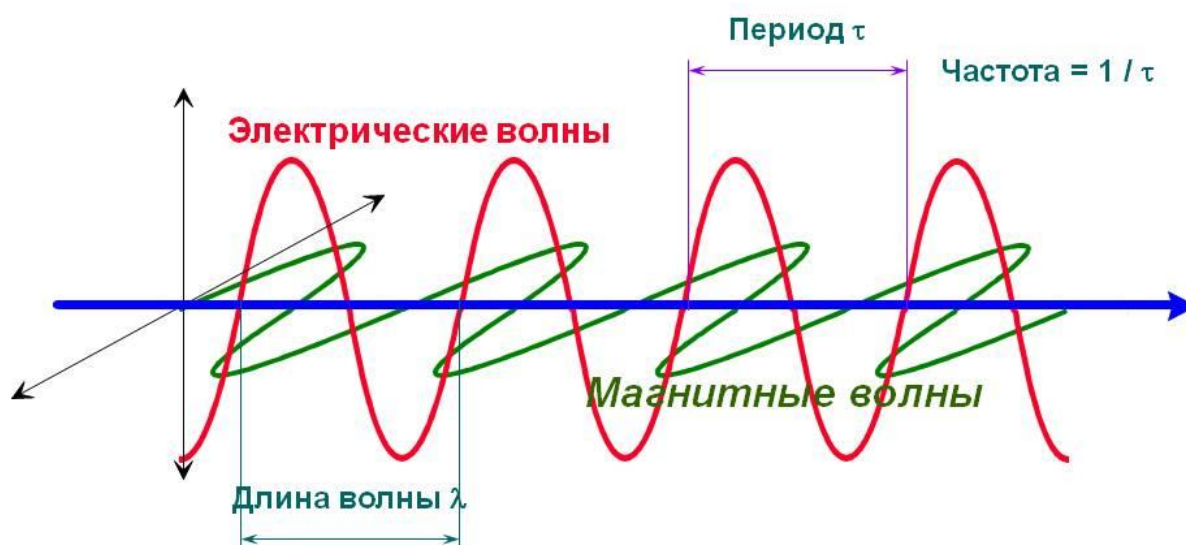


Рис. 5 Рождение электромагнитной волны посредством колебаний

Связь параметров электромагнитной волны с характеристиками среды определяется уравнениями Максвелла:

$$\operatorname{rot} \bar{H} = \varepsilon \frac{\partial \bar{E}}{\partial t} + \sigma \bar{E} \quad (4)$$

$$\operatorname{rot} \bar{E} = -\mu \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} \quad (5)$$

$$\operatorname{div} \bar{H} = 0 \quad (6)$$

$$\operatorname{div} \bar{E} = \frac{\rho}{\varepsilon} \quad (7)$$

Где H – напряженность магнитного поля; E – напряженность электрического поля; ε – диэлектрическая проницаемость среды; σ – удельная электрическая проводимость среды; μ – магнитная проницаемость среды; ρ – плотность свободных зарядов в среде, t - время.

Характер распространения электромагнитных волн существенно зависит от свойств среды, в которой они распространяются.

Входящие в уравнения Максвелла диэлектрическая и магнитная проницаемости среды определяются следующими соотношениями:

$$\varepsilon = \varepsilon' \varepsilon_0 \quad (8)$$

$$\mu = \mu' \mu_0 \quad (9)$$

где ε' – относительная диэлектрическая проницаемость среды; μ' – относительная магнитная проницаемость среды.

$$\varepsilon_0 = \frac{1}{36\pi} 10^{-9} \quad (10)$$

это диэлектрическая проницаемость вакуума [Ф/м];

$$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ (11)}$$

это магнитная проницаемость вакуума [Гн/м].

В общем виде уравнение плоской ЭМ, т.е. волны, для которой напряженность электрического поля колеблется в одной плоскости, перпендикулярной направлению распространения (выбрав ось X вдоль направления движения) можно записать в следующем виде:

$$E(x, t) = E_0 \cos(2\pi\nu t - \frac{2\pi}{\lambda} x + \delta) \text{ (12)}$$

Здесь x - пространственная координата, t - время, E_0 - амплитуда, ν - частота, λ - длина волны, δ - фаза волны.

Фаза волны определяется начальными условиями:

$$E(0,0) = E_0 \cos(\delta) \text{ (13)}$$

Это же уравнение можно записать и в таком виде :

$$E(x, t) = E_0 \cos(kx - \omega t + \delta) \text{ (14)}$$

При этом

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{\omega}{c} \text{ (15)}$$

$$f = \frac{1}{T} \text{ (16)}$$

$$\omega = 2\pi f \text{ (17)}$$

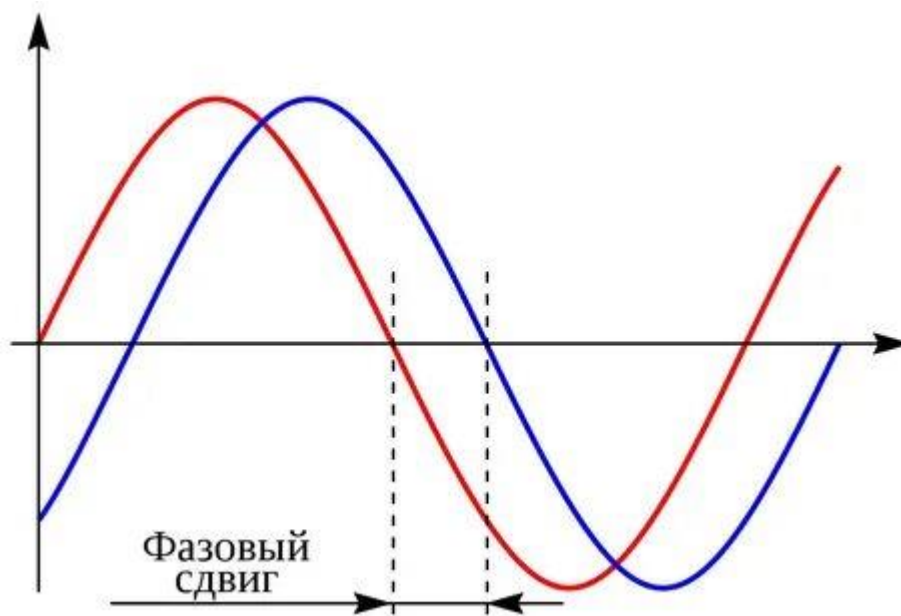


Рис.6 Фазовый сдвиг

Здесь для задания параметров гармонических колебаний используются следующие величины:

ω - угловая частота, t - время, φ - фаза, x - координата, k - волновое число, λ - длина волны, f - частота, T - период, c или v - фазовая скорость.

Одними из важнейших количественных характеристик электромагнитных волн являются три связанные между собой величины:

- длина волны λ (м),
- частота f (Гц или с^{-1})
- волновое число ν (см^{-1}).

Причем последняя характеристика, т. е. волновое число ν , часто (как и f) также носит название частоты.

Подобная кажущаяся неопределенность в терминологии не вносит путаницы, поскольку параметры f и ν четко различаются своей размерностью.

Отметим, что по сложившейся традиции именно параметр ν будет в основном использоваться ниже.

Соотношения между приведенными параметрами имеют следующий вид:

$$\lambda = \frac{c}{f} = \frac{1}{\nu} \quad (17)$$

$$f = \frac{c}{\lambda} = c\nu \quad (18)$$

$$\nu = \frac{1}{\lambda} = \frac{f}{c} \quad (19)$$

где c — скорость света.

Электромагнитное излучение, имеющее строго одну частоту (длину волны) называется *монохроматическим*.

На самом деле монохроматических ЭВ в природе не существует.

Однако при рассмотрении многих процессов в атмосфере можно использовать монохроматическое приближение.

В дальнейшем будет использоваться именно такое приближение (если не будет оговорено другое)

Главным образом, ради удобства рассмотрения, весь электромагнитный спектр подразделяют на ряд участков, носящих свои специфические названия:

- гамма и рентгеновские лучи,
- ультрафиолетовая (УФ) радиация,
- видимый свет,
- инфракрасная (ИК) радиация,
- микро- и радиоволны.

Современная оптика атмосферы изучает распространение, трансформацию и генерацию ЭВ от ультрафиолетового до радиоволнового диапазонов.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ СПЕКТР

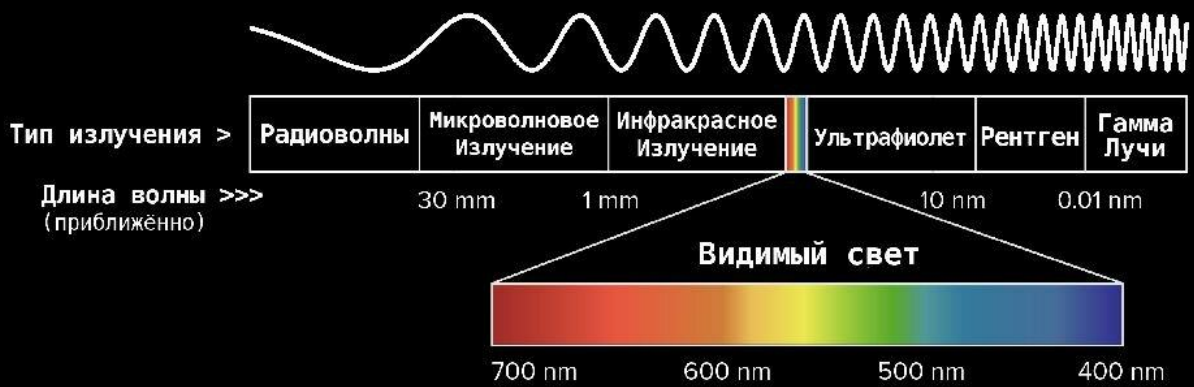


Рис. 7 Спектр электромагнитных волн

Спектр электромагнитных волн

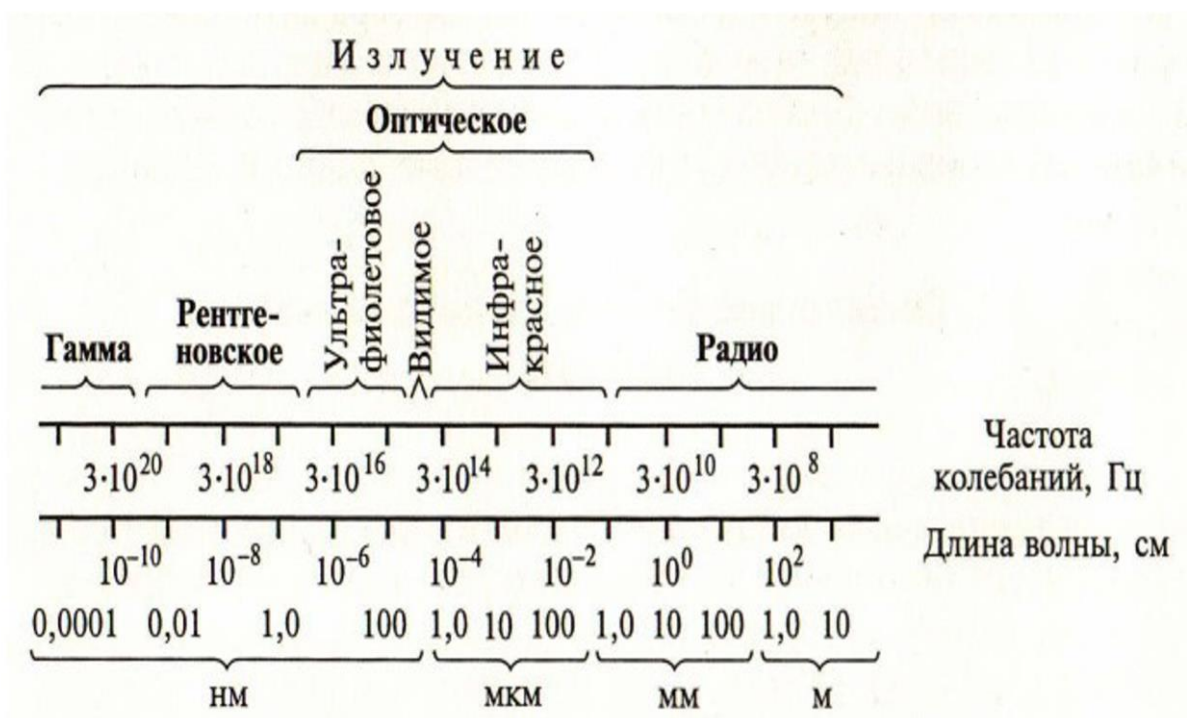


Рис. 8. Спектр элктормагнитных волн расширенный

3.2. Молекулярное рассеяние

Теперь выясним, как данные оптические характеристики можн применить. Например, свое место в изучнии атмсоферы находит раздел молекулярной физики и акустики.

Данным собирательным образом является молекулярное рассеяние, появляющееся вследствие характеристики среды - ее оптической неоднородности или свойства вещества, поверхность которого будет рассеивающей для падающего излучения.

Как возникает неоднородность среды? Например, среда становится оптически неоднородна при диффузиях или при появлении кристаллических, а так же твердых частиц. Для веществ же, рассеяние можно получит из-за теплового перемещения элементов.

Для расчета коэффициента объемного рассеяния воспользуемся формулой Кабанна-Релея:

$$\sigma_R(\lambda) = \frac{8\pi^3(m_c^2 - 1)(6 + 3\Delta)}{3N\lambda^4(6 - 7\Delta)} \quad (20)$$

где N – количество молекул в единице объема; m_c – показатель преломления среды; λ – длина волны излучения; Δ - условие деполяризации рассеянного излучения (для молекул воздуха $\approx 0,35$).

Ясно, что при фиксированной длине волны и данных давлении и температуры можно определить коэффициент объемного рассеяния.

$$\sigma_R(\lambda) = \sigma_R^0(\lambda_0) \frac{P_0 T_0}{P T} \left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^2 \quad (21)$$

Можно выразить коэффициент общего σ_R через обратный молекулярный:

$$\sigma_{R,\pi}(\lambda) = 0,119\sigma_R(\lambda) \quad (22)$$

Следует помнить, что при молекулярном рассеянии может происходить расширение диапазона излучения, в последствии эффекта Доплера.

3.3. Флуоресценция

Известно и такое явление как флуоресценция, возникающая при поглощении фотона с испусканием другого. Рассмотреть спектральное распределение действия этого явления можно с помощью формулы.

$$\sigma_f(\lambda_{jk}, \lambda_{ij}) = \sigma_a(\lambda_{ij})\eta_f(\lambda_{jk}, \lambda_{ij}) \quad (23)$$

где σ_a – сечение поглощения; $\eta_f(\lambda_{jk}, \lambda_{ij})$ – квантовая эффективность

Так же данное выражение можно выразить иначе:

(24)

$$\eta_f(\lambda_{jk}, \lambda_{ij}) = Q_f L_f(\lambda_{ik})$$

Здесь Q_f указывает на соотношение излучательных и столкновительных переходов и задается формулой Штерна – Фольмера

$$Q_f = \frac{Y_R}{Y_R - Y_Q} = \frac{1}{1 + \sum_m q_m P_m} \quad (25)$$

где q_m – коэффициент тушения излучающей молекулы в столкновениях с атмосферными составляющими и индексом m , обладающими парциальным давлением P_m ; Y_Q – полуширина тушения флуоресценции; Y_R – полуширина

радиационного распада j -го возбужденного состояния, а $L_f(\lambda_{ik})$ характеризует эффективность излучательного перехода во всей полосе флуоресценции, т.е.

$$L_f(\lambda_{ik}) = A_{jk} / \gamma_R = A_{jk} / \sum_{i < j} A_{ij} \quad (26)$$

A_{jk} и A_{ij} – вероятность излучательных переходов.

Для простых молекул частоты переизлученных фотонов окажутся меньше чем частота поглощённого фотона, что называется резонансной флуоресценцией. Она преимущественна в мезосфере и термосфере. Для сложных молекул энергетическое возбуждение вследствие поглощенного фотона распределено по различным энергетическим структурным уровням атомов, что называется широкополосной флуоресценцией.

Уничтожает или уменьшает количество полезной собираемой информации о резонансной флуоресценции люминесценция аэрозолей.

Таблица 2. - Поперечные сечения резонансного рассеяния

Составляющая атмосферы	Длина волны λ_0 , нм	Температура T , К	σ_r , см ² /сп	Составляющая атмосферы	Длина волны λ_0 , нм	Температура T , К	σ_r , см ² /сп				
Na	589,0	300	$9,8 \cdot 10^{-13}$	N	821,6	166	$5,8 \cdot 10^{-13}$				
		166	$1,2 \cdot 10^{-12}$			166	$1,8 \cdot 10^{-14}$				
		200	$6,1 \cdot 10^{-13}$			166	$8,8 \cdot 10^{-13}$				
K	589,6	166	$6,6 \cdot 10^{-13}$	O	777,5	166	$3,4 \cdot 10^{-15}$				
		300	$1,7 \cdot 10^{-12}$			166	$5,9 \cdot 10^{-23}$				
		166	$3,0 \cdot 10^{-12}$			200	$1,59 \cdot 10^{-13}$				
Hg	766,5	166	$1,1 \cdot 10^{-12}$	He	1083,0	—	$8,0 \cdot 10^{-15}$				
		200	$1,7 \cdot 10^{-12}$			388,9	—				
		166	$5,7 \cdot 10^{-13}$			1051,0	260 *	$6,0 \cdot 10^{-18}$			
Cd	257,3	300	$5,1 \cdot 10^{-14}$	N ₂ (0,0)	885,0	—	$3,2 \cdot 10^{-17}$				
		300	$3,5 \cdot 10^{-15}$			N ₂ (1,0)	748,4	166	$4,2 \cdot 10^{-13}$		
		300	$1,5 \cdot 10^{-13}$					N ₂ (2,0)	682,4	166	$3,0 \cdot 10^{-13}$
Pb	283,3	300	$5,7 \cdot 10^{-13}$	N ₂ (3,0)	682,4	166	$3,5 \cdot 10^{-14}$				
		Li	670,8			200	$4,2 \cdot 10^{-13}$	N ₂ ⁺ (0,0)	391,4	166	$3,4 \cdot 10^{-17}$
						Mg	285,2			200	$8,2 \cdot 10^{-13}$
Ca	422,7	200	$1,6 \cdot 10^{-12}$	N ₂ ⁺ (1,0)	358,2			166	$1,2 \cdot 10^{-14}$		
		Ca ⁺	393,4			200	$5,7 \cdot 10^{-13}$	N ₂ ⁺ (1,0)	358,2	166	$1,2 \cdot 10^{-14}$
Ba	553,6			200	$2,8 \cdot 10^{-13}$	N ₂ ⁺ (3,0)	687,2			166	$3,1 \cdot 10^{-13}$
		Ba ⁺	455,4	200	$3,0 \cdot 10^{-12}$			N ₂ ⁺ (3,0)	687,2	166	$3,1 \cdot 10^{-13}$
Al	394,4			200	$1,3 \cdot 10^{-12}$	N ₂ ⁺ (1,0)	918,0			260 *	$3,8 \cdot 10^{-17}$
		Fe	372,0	200	$7,9 \cdot 10^{-14}$			N ₂ ⁺ (1,0)	918,0	260 *	$3,8 \cdot 10^{-17}$
Cs	361,2			200	$3,7 \cdot 10^{-13}$	NO	868,3			166	10^{-14}
				200	$1,2 \cdot 10^{-12}$			NO	789,8	166	10^{-14}

Примечание. В скобках для молекул даны колебательные квантовые числа v' , v'' ; звездочкой отмечены случаи для ширины линии лазерного излучения $\Delta\lambda_e = 1$ нм.

3.4. Рассеяние и поглощение аэрозолями

Рассеяние оптических волн в земной атмосфере сильно связано и зависимо от временных и пространственных изменений макроскопических элементов вещества, находящихся в воздухе.

Поглощение оптического излучения обуславливается значением мнимой части показателя преломления аэрозольного вещества χ . При $\chi\rho < 0,1$ поглощение электромагнитного излучения веществом «прозрачной» частички практически не сказывается на коэффициенте рассеяния, а полный коэффициент соразмерен χ , при том, что коэффициент пропорциональности располагается в зависимости от $\rho = \frac{2\pi a}{\lambda}$. В таком случае поглощение оптического излучения в диапазоне длин волн от 0,3 до 13 мкм водой, которая конденсирована, существенно только в крупнокапельных туманах и облаках. В мгlistых дымках и дымках, где в коротковолновой спектральной области $\rho < 15$ ($\lambda = 0,3 - 4$ мкм) и в длинноволновой $\rho < 1$ ($\lambda \geq 8$ мкм) поглощение располагается в влиянии от количества твердых частиц, владеющие мощными полосами молекулярного поглощения.

3.5. Лазерное излучение в атмосфере

Распространяясь в атмосфере, электромагнитное лазерное излучение из-за его поглощения атомами, молекулами, аэрозолями испытывает энергетический упадок. Коэффициентом распространения излучения с частотой ν , ослабления атмосферного канала и направлении z является коэффициент пропорциональности в законе Бугера – Бэра, что в дифференциальной форме для плоской волны изображается в виде:

$$dI(\nu) = -I(\nu)\alpha(z, \nu)dz \quad (27)$$

где $dI(\nu)$ – изменение интенсивности $I(\nu)$ в Вт/см² при прохождении элементарного слоя среды dz ; $\alpha(z, \nu)$ – объемный коэффициент ослабления, измеряемый в см⁻¹, м⁻¹ или км⁻¹. Он представляет собой численную меру абсолютно всех разновидностей взаимодействия, добавляющих вклад в снижение электромагнитного лазерного излучения в слое dz , также может быть представлен в виде суммы.

$$\alpha = \alpha_p + \alpha_n \quad (28)$$

где α_p и α_n – объемные коэффициенты рассеяния и поглощения.

Коэффициент α_p , в свою очередь, определяется рассеянием на аэрозолях α_{pa} и молекулах воздуха α_{pm} :

$$\alpha_p = \alpha_{pa} + \alpha_{pm} \quad (29)$$

А α_n – резонансным поглощением молекулами воздуха α_{nr} , нерезонансным молекулярным поглощением α_{nn} и аэрозольным поглощением α_{na}

$$\alpha_n = \alpha_{nr} + \alpha_{nn} + \alpha_{na} \quad (30)$$

Интегральное ослабление излучения, прошедшего в атмосфере расстояние $\Delta z = z_2 - z_1$, может быть получено из (3.2.1) путем интегрирования

$$I(\nu, z_2) = I(\nu, z_1) \exp \left\{ - \int_{z_1}^{z_2} \alpha(\nu, z) dz \right\} \quad (31)$$

Экспонента характеризует спектральную прозрачность или спектральное пропускание атмосферного слоя.

При ширине линии излучения источника $\Delta\nu_e$ равной 0, выражение для спектральной прозрачности атмосферы справедливо, так как является идеальным случаем. Диапазон излучения реальных лазерных установок обладает конечной шириной. В случае если в границах спектрального интервала $\Delta\nu_e$ коэффициент ослабления невозможно рассматривать постоянным, в таком случае при лазерном зондировании станет регистрироваться не спектральная прозрачность атмосферы, а функция пропускания, искривленная действием аппаратурной функции источника $J(\nu - \nu_e)$, что представляет форму контура линии излучения с центром ν_e . Наиболее существенное проявление этого факта заметно при измерении пропускания атмосферы в области селективных линий поглощения атмосферных газов, спектральные ширины, которые способны быть сравнимы или меньше линии лазерного излучения.

Глава 4. Современные лидарные исследования

4.1. Современные лидары

Сущность работы лидарных систем заключается в формировании зондирующих посылок световых импульсов в равнонаправленных коллинеарных направлениях из пунктов расположения двух приемопередатчиков излучения, например лидаров, разнесенных в пространстве по направлению посылок и смещенных относительно этого направления на расстояние, не превышающее размеров приемопередатчика. Принимают в пунктах посылки эхо-сигналы от рассеивающих объемов атмосферы и измеряют мощности этих сигналов. Применительно к участку, ограниченному пунктами посылки, определяют прозрачность атмосферы по мощностям указанных сигналов с использованием расчетных формул. Кроме того, предварительно измеряют мощность рассеянного атмосферой излучения в направлении, противоположном направлению посылок зондирующих импульсов. Причем посылки этих импульсов от приемопередатчиков осуществляют последовательно с задержкой во времени, превышающей длительность приема эхо-сигналов. То есть это такой класс инструментов, который позволяет изучать свойства атмосферы начиная от земли и заканчивая верхними слоями атмосферы. Так же не редкость использования лидаров для изучения газов, облаков, температуры.

Впервые упоминание о данных системах было еще до Второй мировой войны. В 30-х годах Э.Х. Синдж исследовал атмосферу с помощью света прожектора, данный метод впоследствии был использован для изучения высоты облаков, устанавливаемый при помощи как сканирующего, так и импульсного света. Однако, после наблюдения явления рассеяния света в тропосфере из-за взвешенных частиц, методика изучения скорректировалась уже в СССР после окончания войны. После доработок использование импульсного света привело к созданию дальнометра, и только в 60-х годах

Т.Майман смог продемонстрировать исследования с помощью функционального лазера. Данное устройство называлась колидаром, что расшифровывается как: когерентное обнаружение света и определение дальности. Уже вскоре на основе предыдущих изобретений были открыты аппараты зондирования атмосферы, приближенные к современным.

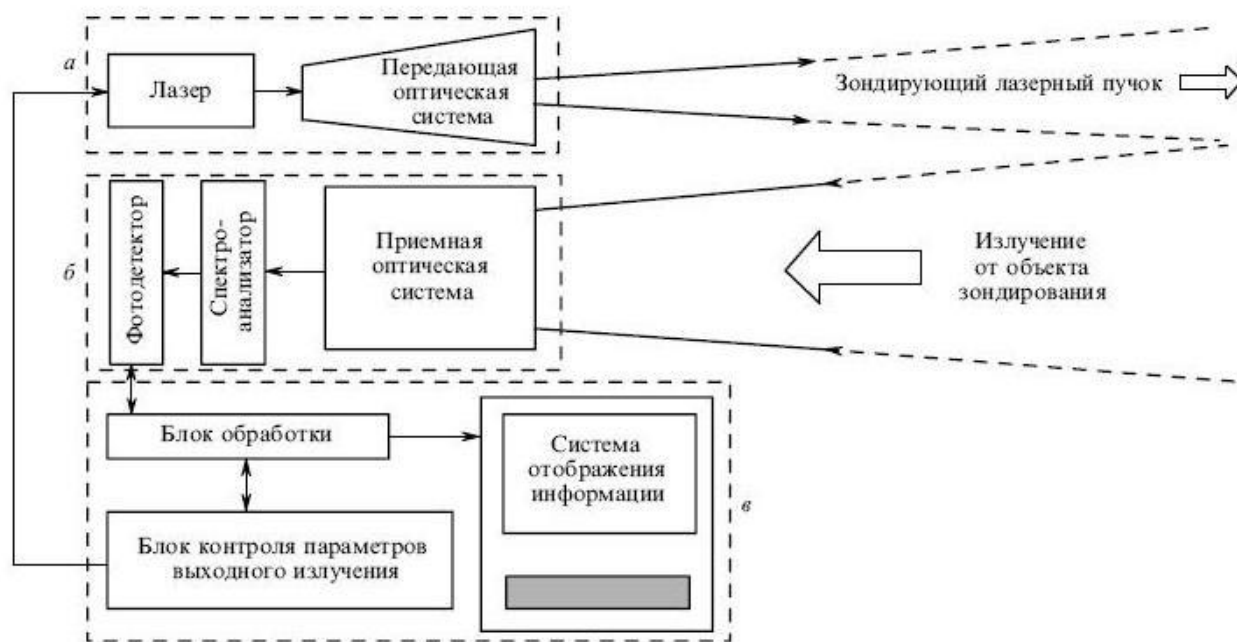


Рис. 9. Схема работы лидара

В упрощенном виде у лидара существует передающий блок, он состоит из источника – рубинового лазера, за ним серия зеркал, далее расширитель луча- коллиматор, который позволяет перенаправить световой пучок ровно вверху в атмосферу. Какая-то часть выпущенного излучения рассеивается из-за воздействия с компонентами атмосферы, такими как газ, молекулы, взвеси и возвращается в лидар, где детектируется с помощью телескопа. Рассеянный свет перенаправляется в оптический анализатор, способного разделить волну по спектрам и вследствие усилить и преобразовать в электрический сигнал, который оцифровывается на компьютере.

4.2. Определение коэффициента ослабления слабого сигнала

Чтобы обработать полученные данные следует воспользоваться лидарным уравнением, которое связывает сигнал обратного рассеяния с коэффициентом ослабления σ и коэффициентом обратного рассеяния β .

В случае слабо замутненной оптически однородной атмосферы, когда коэффициенты ослабления и обратного рассеяния постоянны вдоль трассы зондирования, лидарное уравнение можно записать в виде:

$$P_i = P_* + \frac{B}{R_i^2} \exp(-2\sigma R_i) \quad (32)$$

где

$$B = A\beta \quad (33)$$

A – постоянная лидара;

β – коэффициент обратного рассеяния;

σ – коэффициент ослабления;

P – мощность сигнала обратного рассеяния;

P_* - фоновая засветка;

R_i – расстояние между лидаром и $i^{\text{-}M}$ рассеивающим элементом.

Задача определения коэффициента ослабления состоит в том, чтобы найти неизвестную постоянную σ с минимальной погрешностью. При этом необходимо найти неизвестные постоянные P_* , B .

В данном случае на примере уравнения 5.1 можем рассмотреть уравнения:

$$P_{i+1} = P_* + \frac{B}{R_{i+1}^2} \exp(-2\sigma R_{i+1}) \quad (34)$$

$$P_{i+2} = P_* + \frac{B}{R_{i+2}^2} \exp(-2\sigma R_{i+2}) \quad (35)$$

С учетом всех описанных выше уравнений получаем:

$$\frac{(P_i - P_*)R_i^2}{(P_{i+1} - P_*)R_{i+1}^2} = \frac{(P_{i+1} - P_*)R_{i+1}^2}{(P_{i+2} - P_*)R_{i+2}^2} = \exp(2\sigma h) \quad (36)$$

Таким образом прологарифмировав уравнение мы можем посчитать коэффициент ослабления σ .

Глава 5. Анализ полученных результатов.

Программа Lidar позволяет прочесть и и дешифровать полученные данные. В данной работе были предоставлены данные, полученные путем горизонтального сканирования атмосферы с Запада на Восток при температуре воздуха в 30 градусов и атмосферном давлении 725 мм рт.ст.

Для анализа файла с данными рис.10. Следовало открыть программную среду. При старте загружался интерфейс Рис. 11

28ОСТ032.2D	17.03.2022 10:35	Файл "2D"	190 КБ
lidar.exe	19.02.2019 12:34	Приложение	944 КБ

Рис. 10. Верхний файл с расширением 2D – данные, второй файл с расширением .exe – приложение Lidar

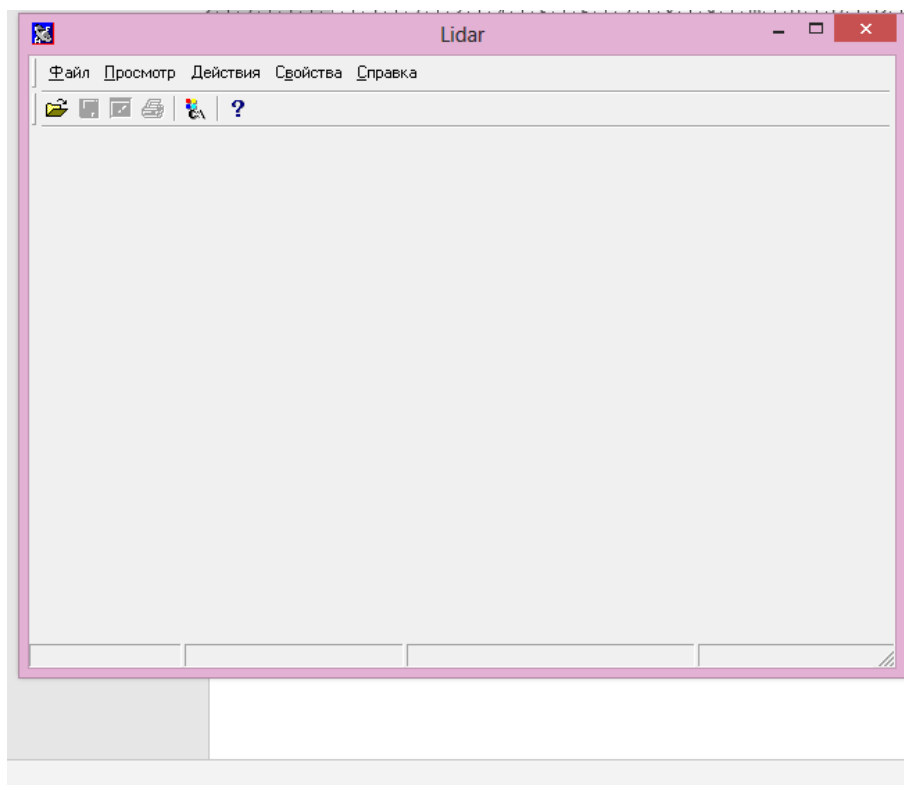


Рис.11 Интерфейс программы

Далее проводится выборка данных и загрузка их в систему

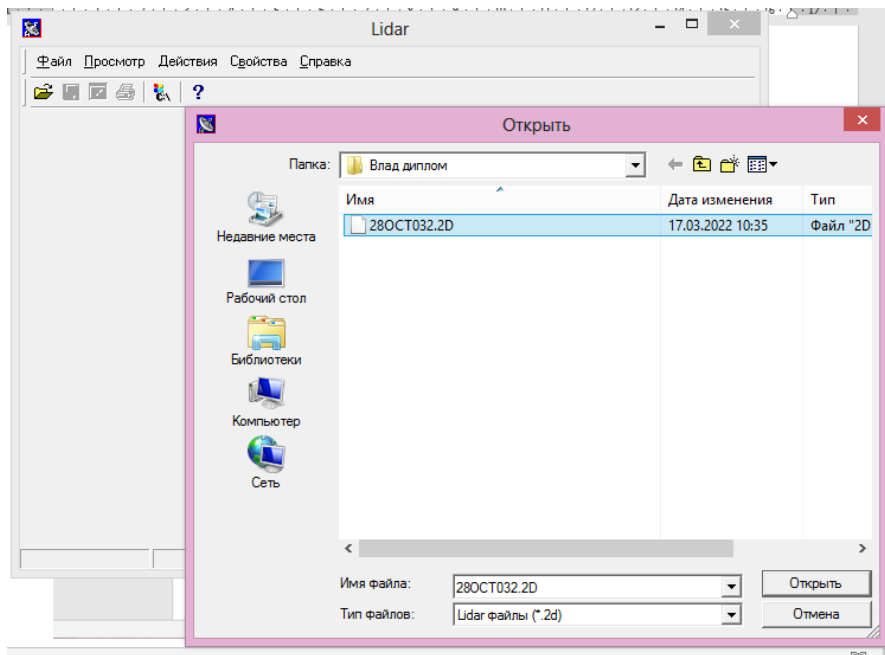


Рис.12 Выбор данных

После загрузки происходит обработка данных в несколько циклов, для данного случая в 25 циклов. Все подсчеты представляются в окне программы, результат дешифровки данных представлен в приложении.

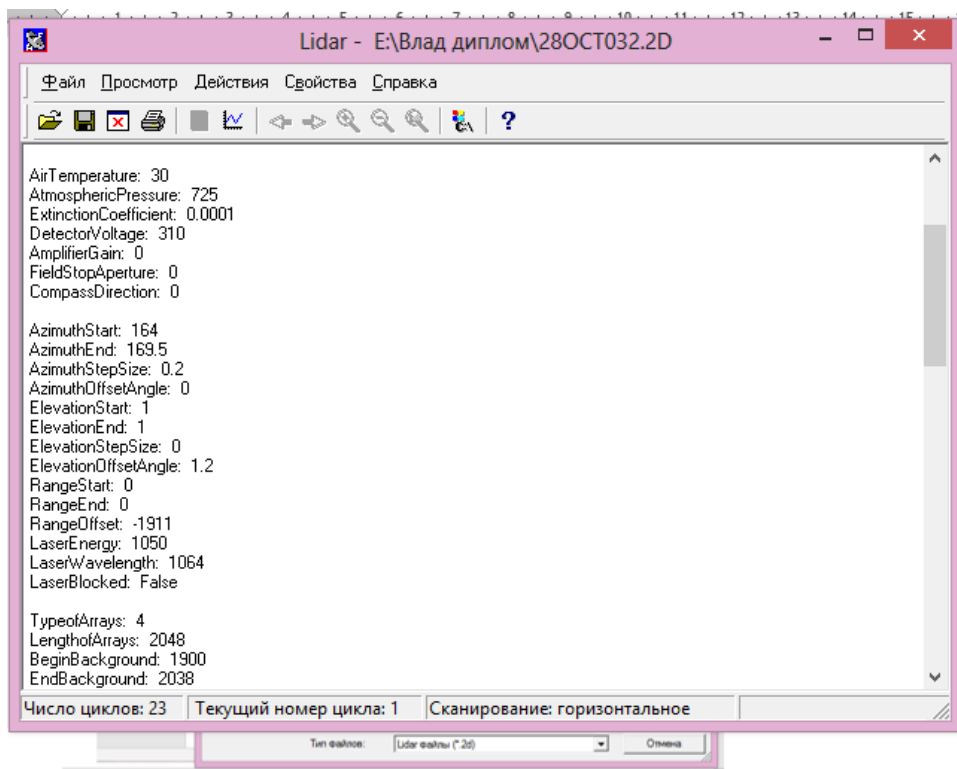


Рис.13 Результаты расчета по данным

Нажатием активной кнопки просмотра и отображение результата в виде графика на монитор пользователя выводится рисунок. Согласно выведенным на экран расчетам, (см. приложение 1) график рисовался за 469762048 циклов (этому соответствует графа NumberOfCycles). Выводится график эхосигнала, полученного с помощью атмосферного зондирования лидаром.

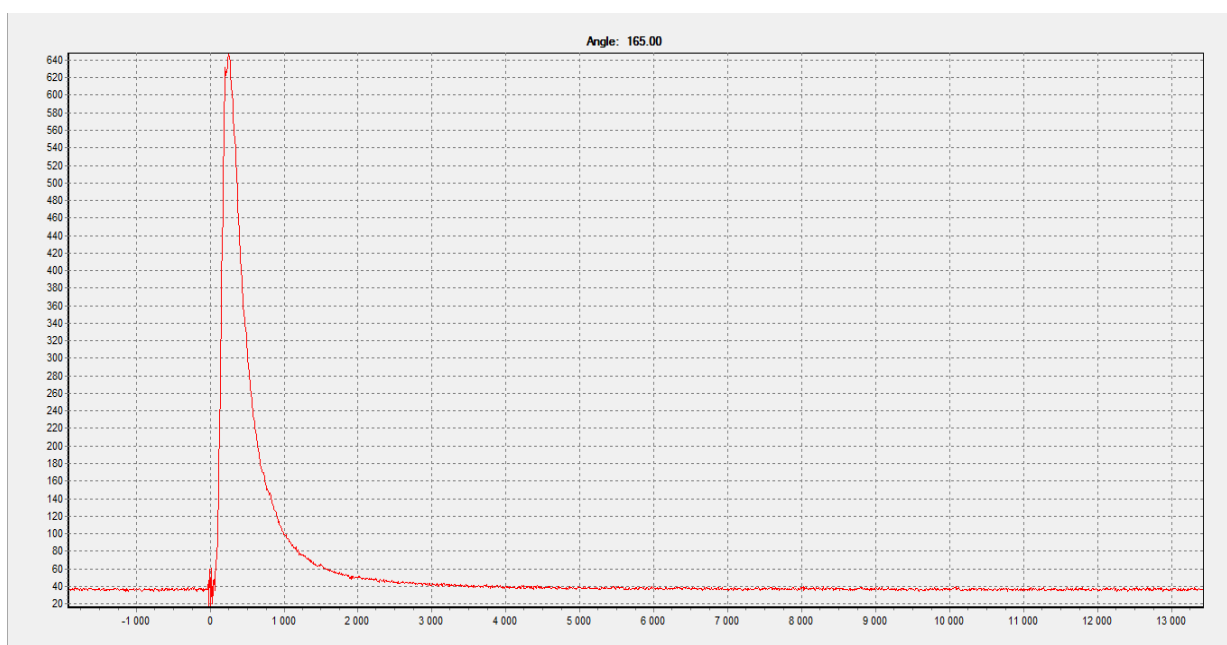


Рис.14 Вывод графика. Эхосигнал.

Для обработки результатов измерения использовалась формула для вычисления коэффициента ослабления, и далее был выстроен график.

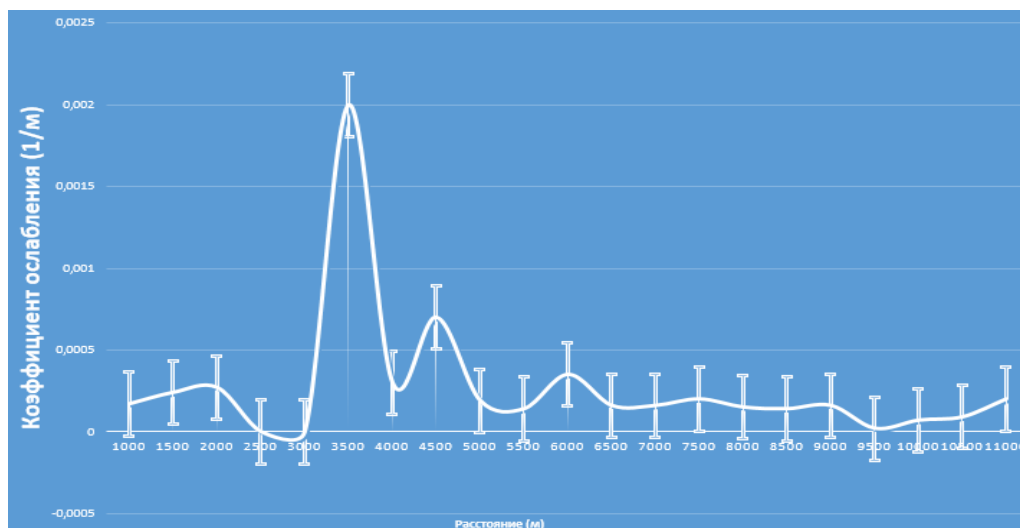


Рис. 15. - Зависимость коэффициента ослабления от расстояния. Первый метод

Среднее значение коэффициента ослабления при использовании данного метода: $\sigma = (0,27 \pm 0,02) 10^{-3} \text{ м}^{-1}$. Это соответствует счетной концентрации $N = (27 \pm 2) \text{ ед/см}^3$.

В следующем методе экспериментальные значения лидарного зондирования подставляются в формулу 37

$$\frac{P_2 - P_1}{P_4 - P_3} = \frac{R_4^2 R_3^2 (R_3^2 \exp(-2\sigma R_4) - R_4^2 \exp(-2\sigma R_3))}{R_2^2 R_1^2 (R_1^2 \exp(-2\sigma R_2) - R_2^2 \exp(-2\sigma R_1))} \quad (37)$$

В результате расчетов находится коэффициент ослабления σ . На рисунке 15 представлена ее зависимость от расстояния. Среднее значение коэффициента ослабления при использовании предлагаемого метода $\sigma = (0,36 \pm 0,04) 10^{-3} \text{ м}^{-1}$. Это соответствует счетной концентрации $N = (36 \pm 4) \text{ ед/см}^3$.

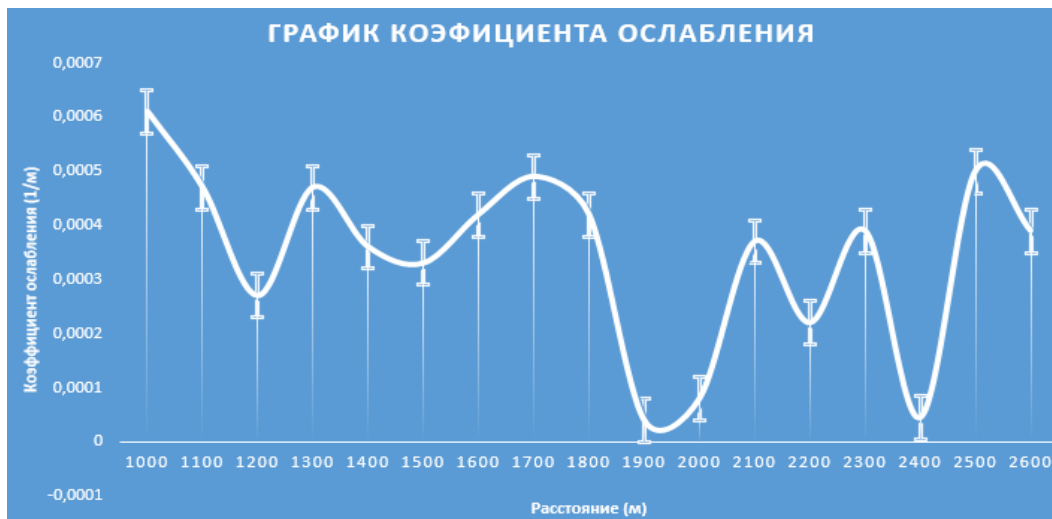


Рис.16. Зависимость коэффициента ослабления от расстояния. Второй метод

При сравнении результатов полученных двумя различными методами значения концентраций частиц существенно отличаются. Результат, полученный предлагаемым методом максимально приближен, в пределах погрешности, к значению концентрации частиц, измеренной контактным методом, который проводился параллельно с лидарным зондированием.

Заключение.

В данной работе были представлены теоретические материалы исследования атмосферы, а так же два метода анализа результатов лидарного зондирования. В результате, стало очевидно, что первый метод анализа имеет достаточно высокую погрешность для близких расстояний при получении падающего сигнала в приемник, а так же, говоря о дальних расстояниях, было получено, что эхолсигнал для слабо-замутненной атмосферы чрезмерно мал. Соответственно, для поставленных задач исследования больше подходит второй метод обработки, который показывает себя как высокоскоростной и качественный.

Литература.

1. Интернет источник, URL: <https://kipmu.ru/atmosfera/>
2. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. — СПб.: Наука, 2003 — 474 с.
3. А.Д. Кузнецов, О.С. Сероухова Практикум по учебным дисциплинам «Дистанционное зондирование атмосферы» и «Теория переноса излучения в жидкостях и газах». — СПб., изд-во РГГМУ, 2000. — 126 с.
4. А.В.Васильев, А.Д. Кузнецов, И.Н. Мельникова. Дистанционное зондирование окружающей среды из космоса. Практикум. — СПб., изд-во БГТУ «Военмех», 2008. — 133 с.
5. А.Д. Кузнецов, В.В. Розанов, Ю.М. Тимофеев Дистанционное зондирование атмосферы тропической зоны. — Л., изд. ЛГМИ, 1988. — 90 с.
6. Киселев В.Н., А.Д. Кузнецов, В.В. Розанов, Ю.М. Тимофеев Математическое обеспечение автоматизированной обработки данных аэрологических наблюдений, выполненных с помощью зарубежных измерительных систем.— Л., изд. ЛГМИ, 1989. — 106 с.
7. МакИвен М., Филлипс Л. Химия атмосферы. — М., 1978.
8. ГОСТ Р 53460-2009 «Глобальная справочная атмосфера для высот от 0 до 120 км для аэрокосмической практики. Параметры»
9. Межерис Р. Дистанционное зондирование атмосферы.-М.: Мир, 1987.-550 с.
- 10.«Дистанционное оптическое зондирование атмосферы. Современные проблемы атмосферной оптики» В.В.Зуев В.Е.Зуев Санкт Петербург гидрометеоиздат 1992г.

- 11.ГОСТ 4401-81 «Атмосфера стандартная. Параметры»
- 12.ГОСТ Р 53460-2009 «Глобальная справочная атмосфера для высот от 0 до 120 км для аэрокосмической практики. Параметры»
- 13.ГОСТ 24631-81 «Атмосферы справочные. Параметры»
- 14.Гусакова Н. В. «Химия окружающей среды» Ростов-на-Дону: Феникс, 2004, 192 с. ISBN 5-222-05386-5 (линия кармана)
- 15.Зуев В.Е. «Распределение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. - М. Сов. радио 1970 - 496с.
- 16.Зуев В.Е. «Распределение лазерного излучения в атмосфере . - М.: Радио и связь 1981.-288с

Приложение.

Приложение1. Данные пропущенные через программу

Comment: Horizontal scan West to East

Parameter FileName: C:\CAMAC\MINI2112.PRM

Date/time stamp of run: Saturday 28/10/1995 11:28:31

ExperimentSite: New Jersey Lidar Experiment DOT Site #1

LaserTarget:

DetectorDescription: Si APD.

FilterDescription: 3nm Band-pass (Barr).

NumberOfLaserPulses: 50

AirTemperature: 30

AtmosphericPressure: 725

ExtinctionCoefficient: 0.0001

DetectorVoltage: 310

AmplifierGain: 0

FieldStopAperture: 0

CompassDirection: 0

AzimuthStart: 164

AzimuthEnd: 169.5

AzimuthStepSize: 0.2

AzimuthOffsetAngle: 0

ElevationStart: 1

ElevationEnd: 1

ElevationStepSize: 0

ElevationOffsetAngle: 1.2

RangeStart: 0

RangeEnd: 0

RangeOffset: -1911

LaserEnergy: 1050

LaserWavelength: 1064

LaserBlocked: False

TypeofArrays: 4

LengthofArrays: 2048

BeginBackground: 1900

EndBackground: 2038

NumberofArrays: 1

NumberofAzimuthCycles: 23

NumberofElevationCycles: 0

