

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ
БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Факультет радиофизики и компьютерных технологий

Кафедра физики и аэрокосмических технологий

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ
КОНЦЕНТРАЦИИ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ**

Дипломная работа студента 5 курса
ИВАНОВА Алексея Леонидовича

Руководители: ст. преподаватель кафедры
физики и аэрокосмических технологий
ВЕРХОТУРОВА Екатерина Валерьевна,
зав. лабораторией ННИЦ МО БГУ,
кандидат физ. - мат. наук
СВЕТАШЕВ Александр Георгиевич

Рецензент:
доцент кафедры телекоммуникаций
и информационных технологий,
кандидат технических наук
СТРИКЕЛЕВ Дмитрий Александрович

«Допустить к защите»
зав. кафедрой
профессор _____ В.А. Саечников
«__» _____ 2012 г.

Минск, 2012

РЕФЕРАТ

Дипломная работа: 49 страниц, 38 рисунков, 3 таблицы, 56 источников.

ОЗОН, ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ ОЗОНА, ОБЩЕЕ СОДЕРЖАНИЕ ОЗОНА, СПЕКТР ПЛОТНОСТИ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ ОСВЕЩЕННОСТИ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ОЗОНА, МОДЕЛЬ АТМОСФЕРЫ, LIBRADTRAN, ALADIN.

Объектом исследования являются вертикальные профили озона. Цель работы – исследование возможности разработки новой методики восстановления вертикальных профилей озона из спектров плотности энергетической освещенности, полученных с помощью спектрорадиометра «ПИОН-УФ».

Осуществлено развитие стандартной модели для параметризации вертикальных профилей озона Aladin. Усовершенствованная модель способна к формированию вертикальных профилей озона, характерных для аномальных районов. На основе усовершенствованной модели была разработана рабочая программа по формированию вертикальных профилей озона. Проанализированы построенные вертикальные профили озона и произведена оценка влияния параметров модели Aladin на данные профили. Построены спектры освещенности приземным прямым, а также рассеянным вниз и вверх солнечным излучением при различных параметризациях. Исследование показало реальную возможность создания метода восстановления вертикальных профилей озона на основе спектров освещенности. Был произведен поиск параметризаций для моделирования распределений вертикальных профилей концентрации озона, в ходе которого были найдены соответствующие целевые функции параметризации.

Работа выполнена в рамках Государственной целевой программы «Мониторинг полярных районов Земли и обеспечение деятельности арктических и антарктических экспедиций на 2011 – 2015 годы».

СОДЕРЖАНИЕ

Перечень сокращений условных обозначений.....	4
Введение.....	5
1. Озон – один из главенствующих климатообразующих факторов	7
2. Методы исследования вертикального распределения озона.....	9
2.1. Введение.....	9
2.2. Метод обращения.....	10
2.2.1. Эффект обращения.....	10
2.2.2. Общее описание метода обращения.....	11
2.2.3. Восстановление вертикальных профилей концентрации озона методом обращения.....	14
2.2.4. Факторы, влияющие на погрешности восстановления профилей вертикального распределения озона.....	22
2.3. Анализ существующих методов.....	26
3. Предлагаемая методика восстановления вертикальных профилей озона по данным измерения освещенности поверхности приземным солнечным излучением.....	28
3.1. Спектрорадиометр «ПИОН-УФ».....	28
3.2. Рассмотрение методики.....	32
3.2.1. Выбор параметризации.....	32
3.2.2. Построение модели атмосферы.....	34
3.2.3. Разработка тестовой рабочей программы.....	35
4. Моделирование и анализ данных.....	36
Заключение	45
Список использованных источников.....	46

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ, СИМВОЛОВ, ЕДИНИЦ И ТЕРМИНОВ

ВМО – Всемирная Метеорологическая Организация
ВПО – вертикальный профиль озона
ВРО – вертикальное распределение озона
ИК – инфракрасный диапазон
МГС – малые газовые составляющие
МНТЦ – Международный научно-технический центр
ННИЦ МО – Национальный научно - исследовательский центр мониторинга
озоносферы
НСМОС – Национальная система мониторинга окружающей среды
ООН – Организация Объединенных Наций
ОС – операционная система
ОСО – общее содержание озона
СПЭО – спектр плотности энергетической освещенности
РВПКО – распределение вертикальных профилей концентрации озона
УФ – ультрафиолет
AD-Net – Asian Dust Network
AERONET – Aerosol Robotic Network
CIS-LiNet – лидарная сеть для контроля параметров атмосферного аэрозоля и
озона в регионах СНГ
DIAL – Differential Absorption Lidar
EARLINET – European Aerosol Research Lidar Network
FCCC – Framework Convention on Climate Change
GAW – Global Atmosphere Watch
NDSC – Network for the Detection of Stratospheric Change
SBUV – Solar Backscatter UltraViolet
UV – ультрафиолет
WMO – World Meteorological Organization
WOUDC – World Ozone and Ultraviolet Data Center, Atmospheric Environment
Service, Department of Environment, Downsview, Ontario, Canada

ВВЕДЕНИЕ

Атмосфера Земли является естественной средой обитания человечества и всей биосферы Земли. По этой причине стабильность ее состава представляет собой необходимое условие выживания и качества жизни. Кроме этого очевидного соображения, состав атмосферы влияет на радиационный баланс всей планеты и ее поверхности, на уровень и спектральный состав ультрафиолетового (УФ) облучения, на климат и погоду. В большинстве развитых стран эти идеи попали в фокус внимания общества приблизительно в середине прошлого столетия, когда стало заметным антропогенное влияние на окружающую среду и, в частности, на атмосферу /1/.

В последние годы чрезвычайно большое значение придается проблемам изменения климата Земли и разрушения озонового слоя нашей планеты. Важность экологических проблем признается в настоящее время многими странами, принимаются различные меры для минимизации отрицательных последствий современного развития человеческого общества, его индустрии, сельского хозяйства и т. д.

Вследствие этого, исследования характеристик газового состава атмосферы являются одной из центральных задач современной физики и химии атмосферы. Эти исследования вызваны как необходимостью детального изучения естественного состояния атмосферы для целей климатологии и метеорологии, так и необходимостью контроля антропогенных воздействий на климат Земли и озоновый слой нашей планеты /2-5/.

Для верхней атмосферы все более актуальной становится проблема изучения долговременных трендов ее различных характеристик и анализ причин этих трендов. Важной научной задачей в настоящее время является изучение глобальной картины уменьшения общего содержания озона и выявление вкладов антропогенных и естественных факторов, определяющих это явление. Изучение пространственно-временной изменчивости озона в атмосфере представляет собой актуальную задачу в связи с влиянием озона на климат (уровень УФ-радиации), а также с его токсичностью и высокими окислительными способностями в тропосфере /6, 7/. Экспериментальные исследования озона осуществляются с помощью наземных и спутниковых методов измерений. Они стали особенно актуальными в связи с уменьшением содержания озона над Антарктидой («озонная дыра») и в северном полушарии.

С 60-х годов существует сеть измерений общего содержания озона (ОСО). Однако, для определения вертикальной зависимости временных трендов в содержании озона необходимы измерения вертикальных профилей содержания на долговременной основе. Таким образом, современной научной задачей является достоверное установление пространственного (трехмерного) распределения уменьшения содержания озона на высотах от поверхности Земли до 70-80 км, особенно в связи со значительными изменениями состояния атмосферы в тропосфере и верхней атмосфере, наблюдаемыми в последние десятилетия /2, 5, 8/.

Основной целью работы является исследование возможности разработки новой методики восстановления вертикального профиля озона по данным измерения освещенности поверхности Земли приземным солнечным излучением в УФ-диапазоне.

Непосредственные измерения прибором – лишь начальный этап дистанционных измерений. Решение задачи определения параметров среды осуществляется в алгоритме обработки данных измерений (алгоритме интерпретации). Поэтому, помимо специализированной аппаратуры, существенной составляющей методов дистанционного зондирования атмосферы являются также физико-математическая модель переноса излучения и алгоритмы интерпретации измерений.

Растущие современные требования к точности дистанционных измерений делают необходимым постоянное развитие и совершенствование физико-математических моделей спутниковых экспериментов и алгоритмов обращения измерений.

Таким образом, задачами работы являются:

1. Оценка влияния изменения параметров профилей на спектры плотности энергетической освещенности (СПЭО).
2. Выбор оптимальной параметризации для моделирования распределений вертикальных профилей концентрации озона (РВПКО).

1. ОЗОН – ОДИН ИЗ ГЛАВЕНСТВУЮЩИХ КЛИМАТООБРАЗУЮЩИХ ФАКТОРОВ

Хорошо известно, что Солнце является источником жизни на Земле. Однако помимо живительного видимого и инфракрасного излучения Солнце посылает на Землю также значительную долю губительного для всего живого коротковолнового ультрафиолетового излучения. Самое жесткое УФ-излучение Солнца эффективно поглощается в верхних слоях атмосферы молекулярным кислородом, что приводит к диссоциации последнего и образованию свободных атомов кислорода. Атомы кислорода вступают в химическую реакцию с кислородными молекулами и в результате образуются молекулы озона. Последние также эффективно поглощают ультрафиолетовое солнечное излучение в более длинноволновой (однако не менее опасной для живых организмов) области спектра. Хотя каждый акт такого поглощения сопровождается разрушением молекулы озона на исходные компоненты, непрерывные процессы уничтожения и образования озона находятся в динамическом равновесии, условия которого определяются эффективностью освещения атмосферы над рассматриваемой точкой земной поверхности, процессами циркуляции воздушных масс и содержанием в атмосфере некоторых других малых газовых составляющих. О значительной роли перемещения атмосферных масс говорит тот факт, что в полярных районах общее содержание озона заметно больше, чем в экваториальной области, где на единицу площади земной поверхности приходится гораздо большая доля солнечного излучения.

Таким образом, именно атмосферный озон определяет коротковолновую границу солнечного УФ-излучения, достигающего поверхности Земли. Образуясь под действием солнечного излучения, атмосферный озон играет роль щита, задерживающего ультрафиолетовое излучение и спасающего от его губительного воздействия растительный и животный мир планеты.

Вертикальное распределение концентрации молекул озона в атмосфере неоднородно и, как правило, имеет ярко выраженный максимум. Наибольшая концентрация озона в экваториальных широтах достигается на высотах около 24 км. Высота максимума постепенно снижается до 17 км при удалении от экватора и приближении к полярным районам.

На плавный широтный и сезонный ход озонного распределения существенное влияние оказывают процессы циркуляции воздушных масс в атмосфере, причем изменения в озонном распределении связаны как с горизонтальным, так и с вертикальным переносом. Таким образом, наблюдения за состоянием озонового слоя являются ценным источником информации об атмосферных процессах и имеют важное значение для метеорологии и климатологии.

Озон охотно вступает в реакции с другими малыми составляющими атмосферы естественного и антропогенного происхождения. Естественно, что убыль озона, «связывающегося» с другими молекулами, быстро восполняется за счет фотохимических реакций разложения молекулярного кислорода солнечным УФ-излучением и равновесие быстро восстанавливается после использования «озоноактивного материала».

Более серьезную опасность для озонового слоя таят химические соединения, играющие роль катализаторов в химических процессах разрушения озона и сохраняющие свою активность до полного выведения из области атмосферы, где их каталитические способности проявляются наиболее интенсивно. Подобные соединения даже в небольших концентрациях способны заметно сместить в сторону хрупкое динамическое равновесие процессов образования и гибели молекул озона и снизить его общее содержание в атмосфере. Насколько опасно для жизни на Земле утончение защитного озонового слоя можно судить по тому, что уменьшение общего содержания озона над земной поверхностью всего на несколько процентов приведет, по оценкам ученых, к серьезному угнетению растительного покрова, скачку злокачественных заболеваний кожи, непредсказуемым изменениям климата.

К веществам, участвующим в каталитическом разложении атмосферного озона, относятся некоторые газы, составляющие промышленных выбросов, однако наибольшую опасность для жизни на Земле таят в себе фторхлоруглероды, широко используемые в качестве хладагентов и наполнителей аэрозольных баллончиков, в пожаротушении и микроэлектронной промышленности. Разлагаясь в высоких слоях атмосферы под действием излучения Солнца, фторхлоруглероды высвобождают хлор – один из самых активных каталитических разрушителей озона.

В последние годы мировое сообщество в целях защиты и сохранения озонового слоя атмосферы предпринимает усилия для сокращения и запрещения использования в промышленности озonoактивных соединений. Актуальность такого рода деятельности подтверждается данными наблюдений за состоянием озоносферы и его динамикой. Неутешительный прогноз состояния УФ-щита планеты в последние годы связывают с обнаруженной в районе южного полюса области с резко пониженным содержанием озона – так называемой «озонной дырой». Имеются данные о том, что и вблизи северного полюса существует подобное устойчивое образование.

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЗОНА

2.1. Введение

/9/ Методы исследования вертикального распределения озона (ВРО) в атмосфере подразделяются на две основных группы: дистанционные и «in situ» (от латинского «на месте»). Краткая систематизация используемых в настоящее время методик и рекомендации по их применению содержатся в «WMO Report № 43» /10/.

Дистанционными методами: спутниковыми (HALOE, MLS, SBUV и SAGE), либо наземного базирования (Dobson-Umkehr, лидары и микроволновые спектрометры), информацию о вертикальных профилях озона получают на расстоянии, используя спектральные особенности поглощения озоном излучения Солнца в УФ, видимом, ближнем ИК или микроволновом диапазонах спектра.

Для исследования вертикальных озоновых профилей «in situ», используют различные датчики (химические и т.д.) на озонозондах, либо UV спектрофотометры (типа Dasibi), базирующиеся на борту самолетов и вертолетов.

Среди дистанционных наземных методов самым распространенным является спектрофотометрический Dobson-Umkehr метод, основанный на т.н. «эффекте обращения» /11-13/. Метод широко применяется, начиная с 1957 г., и имеет наиболее длинные ряды наблюдений за вертикальным распределением озона. Современные усовершенствованные Umkehr-методики дают профили озона в интервале высот 20-40 км при вертикальном разрешении (5-10 км). Зона охвата метода (в отличие от спутниковых методов) ограничена количеством наземных станций (около 160 станций по всему миру, из которых только 19 проводят регулярные измерения ВРО и посылают свои данные в World Ozone and Ultraviolet Data Center, Atmospheric Environment Service, Department of Environment, Downsview, Ontario, Canada (WOUDC)).

Лидарные измерения ВРО ведутся еще меньшим количеством станций вследствие их высокой стоимости и сложности аппаратуры, хотя потенциально способны обеспечить лучшее высотное разрешение (1-2 км).

Озонзонды обеспечивают измерение ВРО на более низких высотах, чем другие методы, и их данные важны для мониторинга тропосферного озона и озона в нижней стратосфере (до 25 км). Исследования ВРО регулярно ведутся на небольшом количестве станций, начиная с 1970 г.

Спутниковые приборы и методы обеспечивают более полную географическую зону охвата, однако их ряды наблюдений значительно короче, а стоимость экспериментов намного выше.

Ни одна из существующих методик не способна обеспечить достаточную точность определения ВРО во всем диапазоне высот с приемлемым пространственным и временным разрешением. Наибольшую горизонтальную зону охвата дают спутниковые приборы, такие как MLS и SBUV, которые проводят измерения непрерывно (SBUV только над дневной частью поверхности Земли).

«Теневые» измерения, такие как SAGE и HALOE, дают результат только в определенные моменты времени над определенным участком земной поверхности («terminator»).

Наилучшее высотное вертикальное разрешение (меньше 1-2 км) обеспечивается озонозондами и «теневыми» методиками SAGE и HALOE, а также лидарными методами, которые, однако, дают приемлемые по точности данные только в нижней части высотного распределения озона. Методики MLS, SBUV и Umkehr имеют худшее разрешение (5-10 км), и это представляет определенные сложности при интерпретации результатов и их сравнении с данными других методов.

Необходимо отметить, что ни один из существующих методов не способен обеспечить достаточную точность определения ВРО во всем диапазоне высот с приемлемым пространственным и временным разрешением. Более подробно указанный вопрос рассмотрен в /10/. В данной главе будут описан метод обращения.

2.2. Метод обращения

2.2.1. Эффект обращения

В 1931 г. Гетц (Götz F.W.P.) /14, 15/ обнаружил, что при наблюдении неба «в зенит» отношение интенсивностей $I(\lambda')/I(\lambda)$ для двух ультрафиолетовых длин волн, из которых одна (λ) сильно, а другая (λ') слабо поглощается атмосферным озоном, сначала возрастает с увеличением зенитного солнечного угла, а затем неожиданно уменьшается при зенитных углах близких к 90° /16/ (рис. 2.2.1.1).

Он назвал это явление Umkehr-эффектом (эффектом обращения) и предположил, что оно происходит вследствие неравномерного вертикального распределения озона в атмосфере и что из подобных измерений можно получить информацию об этом распределении /18/. Впоследствии на базе данного эффекта был разработан целый ряд методик определения вертикального профиля концентрации атмосферного озона, получивших общее название – «Umkehr-метод» /16, 17/.

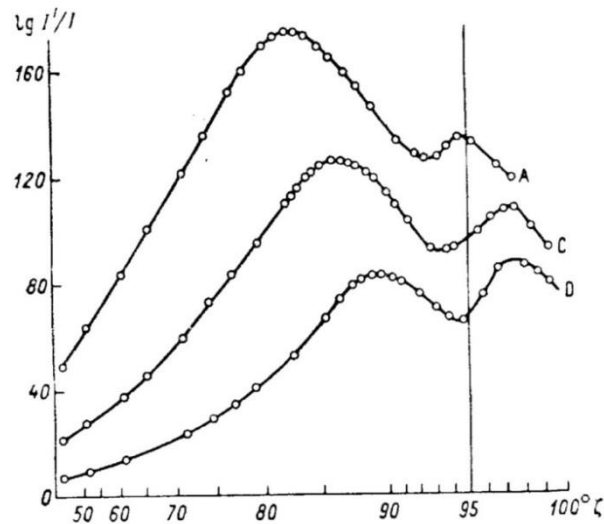


Рис. 2.2.1.1. Кривые первого и второго обращения. Ахмедабад (Индия), 12 марта 1963 г. Отношение интенсивностей I'/I интенсивностей излучения более длинноволнового и более коротковолнового участков спектра (Добсоновские пары длин волн A, C и D) от зенитного угла Солнца ζ .

2.2.2. Общее описание метода обращения

Определение вертикального распределения озона методом обращения проводится путем фотометрирования поступающего из зенита рассеянного атмосферой ультрафиолетового излучения Солнца при изменении (на рассвете и закате) солнечного зенитного угла.

Солнечный луч, проникая в атмосферу, отчасти рассеивается в ней молекулами воздуха и частицами аэрозоля, отчасти поглощается атмосферными газами. Интенсивность монохроматического солнечного излучения с длиной волны λ , достигающего точки B на высоте z в атмосфере (рис. 2.2.2.1) в общем случае описывается уравнением:

$$I(\lambda, z) = I(\lambda, \infty) \times \exp \left\{ - \int_z^{\infty} \frac{\sum_i k_i(\lambda, z)}{\cos \theta(z)} dz \right\}, \quad (1)$$

где $I(\lambda, \infty)$ – интенсивность внеатмосферного солнечного излучения;

$k_i(\lambda, z)$ – коэффициент ослабления излучения за счет поглощения или рассеяния i -й компонентой атмосферы;

$\theta(z)$ – угол между направлением распространения излучения и вертикалью (угол падения излучения на высоте z).

Связь между $\theta(z)$ и $\theta(0)$ задается выражением

$$\cos \theta(z) = \sqrt{1 - \left(\frac{R_0 n_0}{(R_0 + z)} n \right)^2 \sin^2 \theta(0)}, \quad (2)$$

где R_0 – радиус Земли;

n_0 и n – коэффициенты преломления воздуха для высот 0 и z .

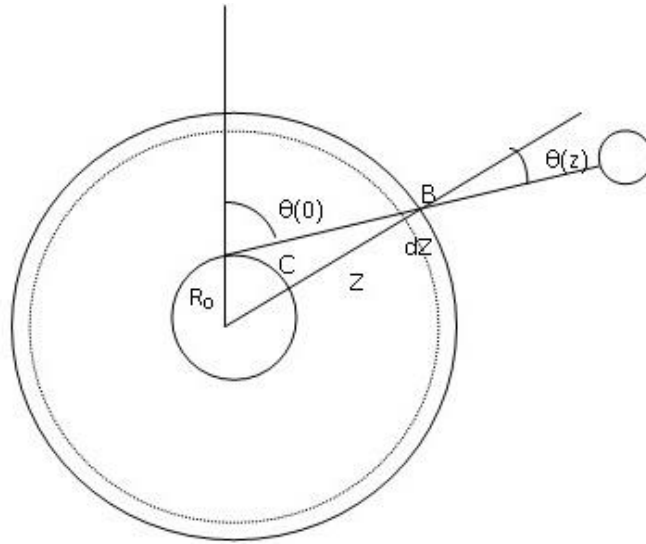


Рис. 2.2.2.1. Солнечный луч, проходящий атмосферу. θ – угол падения излучения в слое атмосферы dz на высоте z . Рассеянное в точке B излучение регистрируется на поверхности Земли в точке C .

Поскольку доля излучения, рассеянного единицей объема воздуха под углом θ к направлению падающего луча (рэлеевское рассеяние) равна $/35/$:

$$\chi(\theta) = \frac{3k_{mol}}{16\pi} (1 + \cos^2 \theta), \quad (3)$$

а дополнительное ослабление потока излучения на вертикальном отрезке от точки рассеяния B до наблюдателя описывается множителем:

$$\exp\left\{-\int_0^z \sum_i k_i(\lambda, z) dz\right\}, \quad (4)$$

то интенсивность излучения, доходящего до наблюдателя «из зенита» будет определяться выражением:

$$\begin{aligned} I(\lambda, z) = & I(\lambda, \infty) \times \frac{3k_{mol}(\lambda, z)}{16\pi} (1 + \cos^2 \theta(z)) \times \\ & \times \exp\left\{-\int_z^\infty \frac{\sum_i k_i(\lambda, z)}{\cos \theta(z)} dz\right\} \times \\ & \times \exp\left\{-\int_0^z \sum_i k_i(\lambda, z) dz\right\} + \Delta I(\lambda, z), \end{aligned} \quad (5)$$

где $\Delta I(\lambda, z)$ – интенсивность излучения, попавшего в прибор в результате многократного рассеяния в атмосфере.

Чтобы получить «качественную» картину эффекта обращения, введем ряд допущений, позволяющих значительно упростить уравнение (5). Если пренебречь многократным рассеянием света в атмосфере ($\Delta I(\lambda, z)=0$); влиянием аэрозолей и поглощающих газов, кроме озона; высотным изменением температуры ($T=const$); ослаблением излучения на вертикальном участке от точки рассеяния

до наблюдателя (рис. 2.2.2.1); а также предположить экспоненциальную зависимость плотности воздуха от высоты:

$$\frac{p_{air}(z)}{p_{air}(0)} = \exp\left(-\frac{z}{H}\right), \quad (6)$$

где $H=7.99$ км – эмпирическая константа; то из уравнения (5) для приближенного к «стандартному» вертикального распределения озона при различных длинах волн и зенитных солнечных углах можно рассчитать зависимость интенсивности излучения, рассеянного в точке B , от ее высоты z .

Вариант такого расчета для фиксированного угла $\theta(0)$ и двух длин волн $\lambda_2 < \lambda_1$ представлен на рис. 2.2.2.2.

Как видно из рисунка, эта функция имеет максимум, высота которого, z_{max} , зависит от длины волны падающего излучения. Вклад в интегральный сигнал «из зенита» более высоких и в особенности более низких слоев атмосферы существенно меньше, чем вклад слоя z_{max} . С ростом θ уровень наибольшего вклада располагается выше и зенитный сигнал формируется в более высоких слоях атмосферы. Аналогично для более коротких длин волн (попадающих в УФ-спектр поглощения озона) уровень z_{max} , расположен выше. Это означает, что изменяя λ и/или θ , мы можем «сканировать» атмосферу, изменяя высоту наиболее эффективно рассеивающего слоя. Более полно зависимость высоты максимума рассеяния (высоты эффективно рассеивающего слоя) от длины волны падающего излучения и зенитного угла Солнца показана на рис. 2.2.2.3.

По мере опускания Солнца к горизонту (с ростом θ) величина интегрального сигнала «из зенита» будет уменьшаться тем скорее, чем больше коэффициент поглощения излучения озоном (т. е. чем короче λ), и отношение сигналов I_2/I_1 при $\lambda_1 < \lambda_2$, вообще говоря, будет увеличиваться. Однако при некотором θ может оказаться, что $z_{max}(\lambda_2)$ располагается ниже максимума озонового слоя и солнечное излучение (λ_2), приходящее в область максимального рассеяния сквозь этот поглощающий слой, сильно ослаблено, а для (λ_1) с $z_{max}(\lambda_1)$, расположенным выше озонового максимума, это ослабление значительно меньше. Тогда, начиная с этого θ , отношение I_2/I_1 может начать падать. Это и есть Umkehr-эффект – «эффект обращения».

Более подробную теорию этого явления разработали Добсон и Гетц /18/. Ими предложены два наиболее простых метода определения количества озона в верхних слоях атмосферы. История вопроса достаточно подробно описана в монографии /16/.

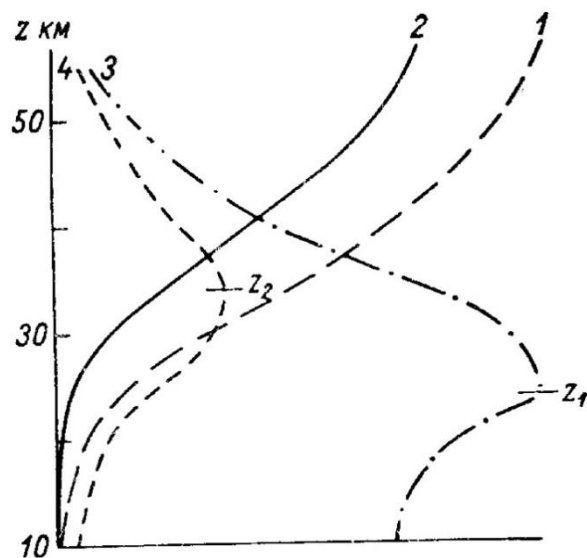


Рис. 2.2.2.2. Высотное расположение наиболее эффективно рассеивающего слоя. 1 и 2 – яркость падающего луча; 3 и 4 – яркость (в относительных единицах) рассеянного света в расчете на единичную толщину слоя (ослабление в нижних слоях не учтено) для длин волн $\lambda_2 > \lambda_1$ /16/.

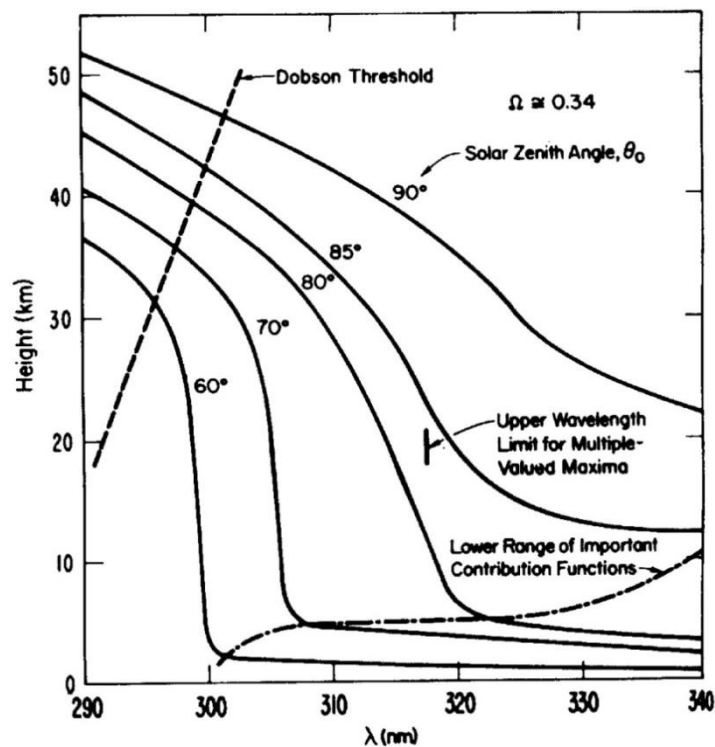


Рис. 2.2.2.3. Зависимость высоты максимума эффективности рассеяния (учтено только однократное рассеяние) от длины волны и зенитного угла Солнца; Ω – общее содержание озона в атм-см /36/.

2.2.3. Восстановление вертикальных профилей распределения атмосферного озона методом обращения

В настоящее время наблюдения Umkehr-методом рекомендованы WMO для всех озонметрических станций мировой сети и проводятся с помощью спектрофотометров-озонметров Добсона /17/ и Брюера /20/. При некоторых

различиях методик, разработанных для озонметров указанных типов, принцип проведения измерений одинаков. В обоих случаях определяется отношение интенсивностей солнечного излучения, диффузно рассеянного зенитом неба, для пары (или нескольких пар) длин волн, одна из которых сильно, а другая слабо поглощается атмосферным озоном. Интенсивности этой пары длин волн измеряются в серии наблюдений при изменении солнечных зенитных углов в диапазоне $60^\circ \div 90^\circ$ в течение восхода и/или заката солнца. Во время зенитных измерений проводятся также независимые измерения общего содержания озона ОСО по «прямому» солнцу. Фактический «вектор измерения» состоит из логарифмов отношений сигналов (R -значения), которые затем преобразуются в интенсивности (для озонметров Добсона с использованием таблиц калибровки – N -значения) и передаются в WOUDC в -блоках для 12 дискретных зенитных углов в указанном ранее диапазоне. Эти измерения затем инвертируются по единому стандартному алгоритму и архивируются WOUDC как количества озона в 10 стандартных высотных слоях.

Озонметр Добсона позволяет проводить измерения на 4-х парах длин волн: A (305.5 нм, 325.4 нм), B (308.8 нм, 329.1 нм), C (311.4 нм, 332.4 нм), D (317.6 нм, 339.8 нм). Полуширина аппаратной функции прибора составляет 1 нм /19/. Для инверсии данных Umkehr-измерений стандартным методом используется только пара C .

Озонметр Брюера для реализации Umkehr-метода использует полный набор из 8-ми длин волн регистрации: 306.3, 310.1, 313.5, 316.8, 320.1, 323.2, 326.4 и 329.5 нм /20/. Контур каждой используемой полосы близок к треугольному с полушириной 0.6 нм.

В обоих случаях коэффициенты поглощения озона для каждой длины волны рассчитываются исходя из опубликованных данных /21, 22/ с учетом спектральной ширины щели и температурной зависимости. При автоматической работе спектрофотометра Брюера данные для 12-ти стандартных зенитных углов получают путем интерполяции измеренных сигналов (см. рис. 2.2.3.1).

Алгоритм восстановления вертикального распределения атмосферного озона по данным Umkehr-метода, применяемый в настоящее время для озонметров Добсона (Mateer, DeLuisi, 1992 /23/) представляет собой усовершенствование алгоритма, предложенного ранее в /24, 25, 26/. Новый алгоритм отличается использованием уточненных (с учетом температурной зависимости) коэффициентов поглощения озона и устранением существенных различий в статистике накопленных к тому времени зондовых и Umkehr измерений.

В алгоритме 1992 г. измеренные -значения (как и в более раннем алгоритме 1964 г.) инвертируются к концентрации озона (в единицах Добсона, DU) в стандартных Umkehr-слоях, путем использования уравнений переноса излучения. Уравнения учитывают первичное и многократное рассеяние падающего излучения, его преломление атмосферой и поглощение атмосферным озоном. Umkehr-слои (см. таблицу 2.2.3.1) делят атмосферу на равные вертикальные интервалы логарифма давления, начинающиеся на поверхности Земли ($1 \text{ atm} = 1013 \text{ hPa}$) и простирающиеся до слоя 15 ($3.05 \times 10^{-5} \text{ atm}$) – «вершины

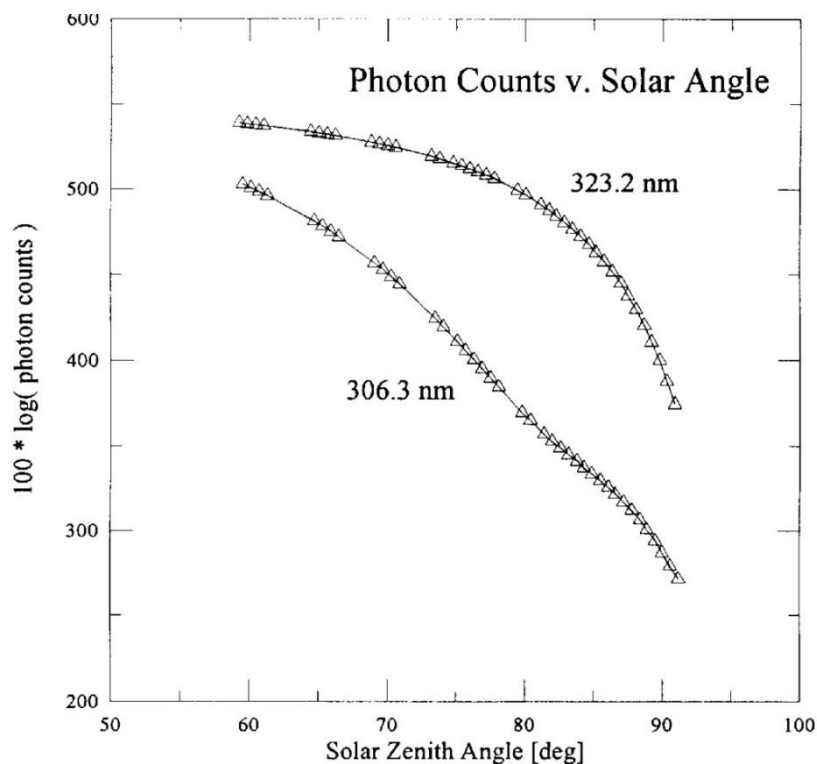


Рис. 2.2.3.1. Сигналы, измеренные озонометром Брюэра в течение одного сеанса. Показаны также кривые интерполяции данных.

Таблица 2.2.3.1.

Номер слоя	Давление в центре слоя, атм	Примерная высота середины слоя, км
0	1.0	0.0
1	0.5	5.5
2	0.25	10.3
3	0.125	14.7
4	6.25 E-02	19.1
5	3.12 E-02	23.5
6	1.56 E-02	28.0
7	7.81 E-03	32.6
8	3.91 E-03	37.5
9	1.95 E-03	42.6
10	9.77 E-04	47.9
11	4.88 E-04	53.2
12	2.44 E-04	58.3
13	1.22 E-04	63.1
14	6.10 E-05	67.8
15	3.05 E-05	72.2

атмосферы». Эти слои примерно по 5 км толщиной, их центры расположены на высоте, равной номеру слоя, умноженному на 5 км.

При прямых расчетах (Forward model) атмосфера делится на 61 слой по вертикали, где каждый слой соответствует 1/4 Umkehr-слоя из таблицы 2.2.3.1. Инвертирование (Inverse model) дает содержание озона в 10 Umkehr-слоях при этом слои 0÷1 и 10÷15 объединяются в слои 1 и 10, соответственно.

Forward model

Результаты зенитных измерений, проведенных озонометром Добсона, описываются выражением:

$$N(x, \theta) = 100 \log_{10} \left\{ \frac{\left[\frac{I(x, \theta, \lambda_2)}{F_0(\lambda_2)} \right]}{\left[\frac{I(x, \theta, \lambda_1)}{F_0(\lambda_1)} \right]} \right\} + C_0, \quad (7)$$

где N – относительное логарифмическое ослабление для длин волн λ_1 и λ_2 из пары Добсона;

x – величина, характеризующая озоновый профиль;

$I(x, \theta, \lambda_1)$ – интенсивность на длине волны 311.4 нм;

$I(x, \theta, \lambda_2)$ – интенсивность на длине волны 332.4 нм;

F_0 – интенсивность внеатмосферного потока солнечного излучения;

C_0 – инструментальная константа.

В применяемой модели предполагается, что N -значение включает 4 компоненты:

- первичное рассеяние, N_p ;
- многократное рассеяние, N_{MS} ;
- компонента, возникающая вследствие рефракции, N_R ;
- инструментальный параметр, C_0 .

$$N_p = N - N_{MS} - N_R - C_0. \quad (8)$$

Для расчетов берутся разности $Y_i = N_i - N_0$, где N_i – значения при зенитном угле θ_i , а N_0 – значение при наименьшем зенитном угле 60° . Этим приемом обычно исключают инструментальный параметр C_0 и внеатмосферный поток излучения F_0 .

Модель использует усредненные температурные профили (М.А.Р. 40° - 50° North and South) и зависящие от температуры сечения поглощения озона [21, 22]. Учет поправок на многократное рассеяние проводится в соответствии с методикой, предложенной в работе [27]. Важность учета вклада многократного рассеяния в регистрируемый сигнал хорошо иллюстрирует рис. 2.2.3.2. На рисунке представлены функции вклада в регистрируемый сигнал однократного и многократного рассеяния в зависимости от высоты рассеивающего слоя. Функции рассчитаны для двух длин волн и для зенитного угла Солнца $z=60^\circ$. Вклад многократно рассеянного излучения особенно значителен для высот $z < 15$ -20 км, что существенно уменьшает информативность метода обращения для нижних слоев атмосферы.

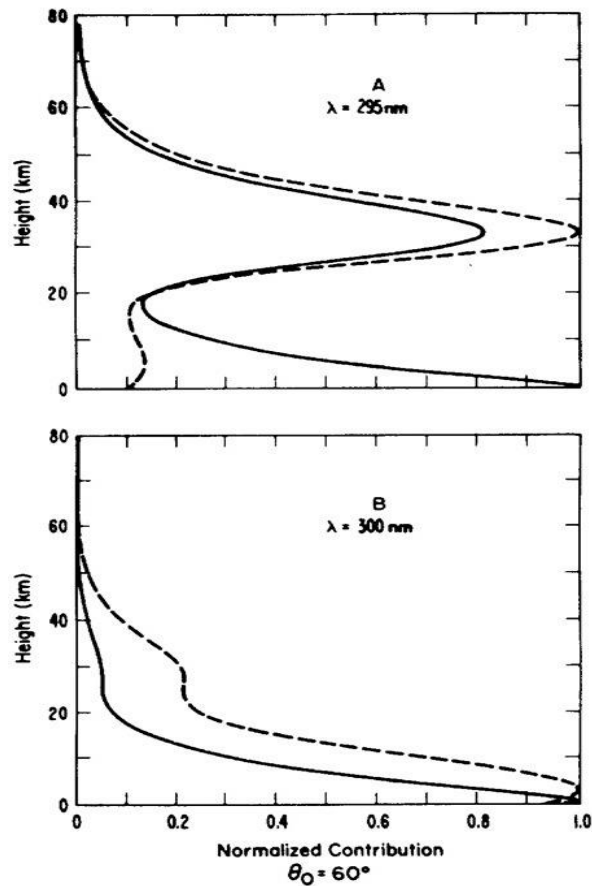


Рис. 2.2.3.2. Зависимость от высоты вклада всех порядков рассеяния (сплошная кривая) и однократного рассеяния (штриховая кривая) в наблюдаемую яркость зенита неба для различных длин волн.

Inversion model

Как уже отмечалось, Umkehr-метод – не является прямым методом определения ВРО в атмосфере. Вследствие этого, профили, инвертируемые из измеренных данных (N -значений), не являются уникальными (единственно возможными для данного набора данных) и зависят от деталей метода инверсии /28/. Решение уравнений (7), (8) определения ВРО требует инвертирования уравнений переноса излучения для вертикально неоднородной, сферической атмосферы с учетом всех видов рассеяния и поглощения излучения различными атмосферными компонентами, с учетом температурных зависимостей и различного рода атмосферных неустойчивостей. Поскольку полная прямая инверсия требует значительных (а иногда и нереальных) затрат машинного времени, в используемых в настоящее время алгоритмах восстановления ВРО применяется подход /26/, основанный на представлении значений усеченным рядом Тейлора:

$$N_k = U_k + \sum_{i=1}^m \frac{\partial U_k}{\partial \eta_i} \Delta \eta_i + \frac{1}{2} \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^m \frac{\partial^2 U_k}{\partial \eta_i \partial \eta_j} \Delta \eta_i \Delta \eta_j, \quad (9)$$

где N_k – измеренное значение -величины для k -го зенитного угла;

U_k – вычисленное значение -величины для стандартного (априорного) распределения озона;

$\Delta\eta_i$ – логарифм отношения содержания озона в слое i к содержанию озона при стандартном распределении;

$m=9$ – число слоев в инверсионной модели.

Значения U_k и их производных рассчитываются с учетом одно- и двукратного рассеяния в сферической модели атмосферы и затем корректируются с учетом вклада рассеяния более высоких порядков. Таким образом, правая часть уравнения (9) полностью базируется на предварительной (априорной информации).

В матричной форме уравнение (9) имеет вид:

$$A f = g, \quad (10)$$

где A – матрица частных производных 1-го порядка;

$$f_i = \Delta n_i;$$

$$g_i = N_i - U_i.$$

Решение для вектора f обычно можно получить, умножая обе стороны (10) на A^{-1} и используя вторые производные для коррекции вектора g . Итерационный процесс продолжается до момента выполнения какого-либо критерия сходимости.

Вследствие ограниченности объема информации, содержащейся в измеренных сигналах, матрица A^{-1} близка к сингулярной. В такой ситуации итерационный процесс нестабилен и может приводить к абсурдным результатам [29, 30]. Чтобы устранить нестабильность часто прибегают к различным методам «сглаживания», что и было сделано при разработке современного алгоритма восстановления ВРО [23].

При инвертировании исходят из полученных значений Y_i (см. (8)), из которых формируется вектор измерения y . Кроме того, используется условие, что интеграл полученного профиля озона должен совпадать с реальным (измеренным в этом же сеансе) значением ОСО.

Инверсионный алгоритм использует метод оптимальных оценок (Strand, Westwater, 1968 [31]) в формулировке (Rodgers, 1976 [32]). Процедура инвертирования – итерационная. -я итерация вертикального озонового профиля определяется матричным уравнением:

$$x_{n-1} = x_n + [S_x^{-1} + K_n^T S_E^{-1} K_n]^{-1} \times \\ \times K_n^T S_E^{-1} [(y - y_n) - K_n(x_A - x_n)], \quad (11)$$

где x_A – априорный озоновый профиль;

S_x – ковариационная матрица ошибок для 1-го пробного профиля;

S_E – ковариационная матрица ошибок измерения y ;

y_n – вектор вычисляемых данных измерения y при профиле озона x_n ;

K_n – ядро усреднения (сглаживания) (Kernel), преобразующее разницу между реальным и априорным озоновыми профилями в разницу между восстанавливаемым и априорным профилями; индекс T означает транспонирование.

Для задания априорных профилей в настоящее время используют аналитическое выражение, предложенное в /23/, которое исходя из табулированных данных, позволяет получать профили озона для любой точки земного шара и для любого дня года. В слоях выше 5-го априорные профили являются синусоидальными функциями Юлианского дня и широты в шести широтных полосах. Ниже 4-го слоя априорные значения – квадратичные функции ОСО, полученного из данных озонзондов. Значения в слоях 4 и 5 получаются кубической аппроксимацией верхнего и нижнего слоев.

Ковариационная матрица, используемая при расчетах, описывает точность подобного подхода и включает также недиагональные элементы, описывающие ковариацию между соседними слоями в атмосфере.

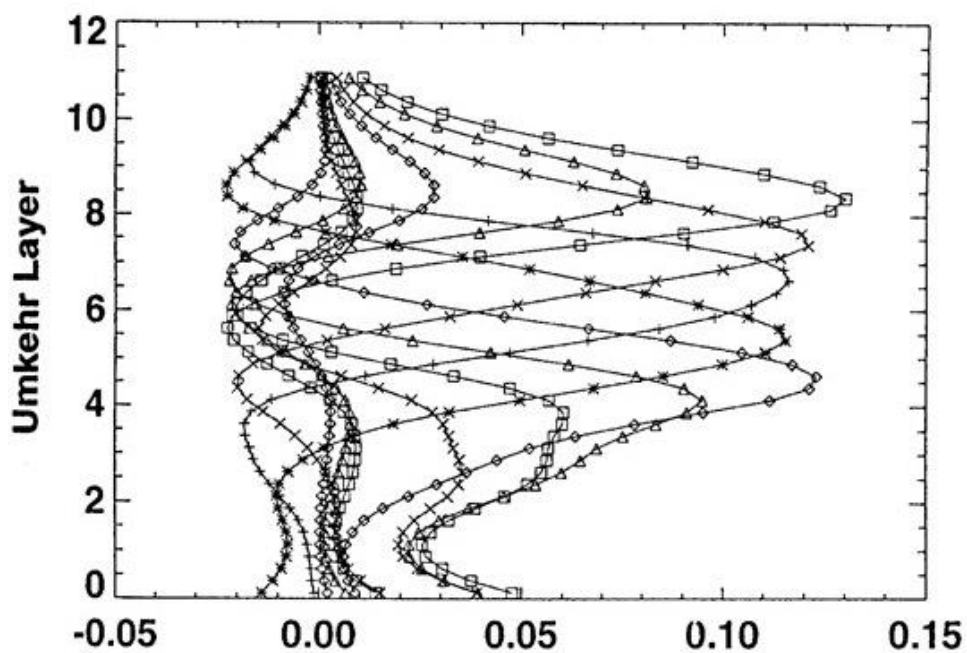
Вычисление K_0 проводится для априорного озонового профиля с учетом соответствующей ковариационной матрицы согласно методике, предложенной в /32/.

Примеры усредняющих ядер, используемых при инверсии данных, полученных с помощью озонметров Добсона и Брюера, представлены на рис. 2.2.3.3-2.2.3.4.

Необходимо отметить некоторое отличие алгоритма обработки измерений приборами Брюера /20/. Поскольку в данном случае вектор измерений включает в себя значения, полученные для различных комбинаций 8-ми длин волн регистрации (вместо двух у озонметра Добсона) появляется возможность использовать так называемый «Short Umkehr-method», идея и методика которого описаны в /36/.

Сеанс измерений стандартным Umkehr-методом занимает около 3 часов (на закате или восходе Солнца). При этом необходимо, чтобы отсутствовала облачность (хотя бы в зените неба), а также желательно сохранение стабильных условий в атмосфере. Столь жесткие требования, естественно, препятствуют проведению регулярных Umkehr-измерений. «Short Umkehr-method», привлекая для измерений дополнительные пары длин волн, позволяет уменьшить диапазон требуемых зенитных углов (вплоть до диапазона $80^\circ \div 88^\circ$) и тем самым значительно сократить время измерений, практически не ухудшая при этом точности результатов. Тем не менее, поскольку для Umkehr-метода, в отличие от измерений ОСО, не разработана система калибровки и нет единого подхода к сопоставлению результатов, полученных приборами разного типа, данная методика до сих пор не стала общепринятой.

Аналогичные (а иногда и более серьезные) проблемы возникают при восстановлении профилей ВРО из измерений, полученных другими методами (лидарными, спутниковыми, озono-зондовыми и т.д.) /17/. Примеры типичных результатов восстановления вертикальных озоновых профилей из Umkehr-измерений, проведенных озонметрами Добсона и Брюера представлены на рис. 2.2.4.1-2.2.4.4.



C-Umkehr Averaging Kernels

Рис. 2.2.3.3. Усредняющие ядра (kernels) для 10 стандартных Umkehr-слоев, используемые в инверсионном алгоритме 1992 г. при общем содержании озона 350 DU на широте 45°N и однородной ковариационной матрице $S_x/17/$.

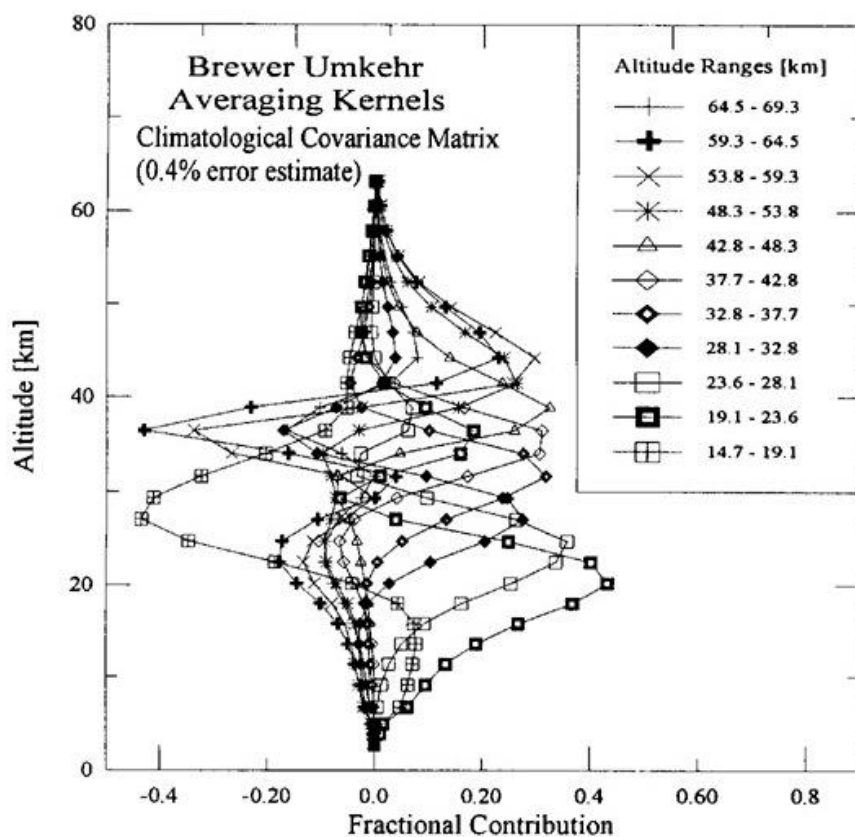


Рис. 2.2.3.4. Усредняющие ядра (kernels) для 10 стандартных Umkehr-слоев, используемые в инверсионном алгоритме 1992 г. при климатологической ковариационной матрице $S_x/20/$.

2.2.4. Факторы, влияющие на погрешности восстановления профилей вертикального распределения озона

Восстановление вертикальных озоновых профилей из данных, полученных Umkehr-методом, представляет собой типичную «обратную» задачу, причем использующую для своего решения значительный массив априорной информации. Устойчивость инвертирующего алгоритма и адекватность получаемых с его помощью результатов неоднократно дискутировалась в литературе /28, 29, 30/. Необходимо отметить, что вертикальные профили, полученные с помощью принятого WMO алгоритма 1964 г. /26/ существенно отличались от аналогичных профилей, полученных другими методами, в частности с помощью озонозондов /17/.

Попытка устранить эти различия привела к включению в алгоритм инверсии 1992 г. /23/ данных измерений «in situ» (полученных с помощью озонозондов). Кроме того, потребовалось включить в forward-модель рассеяние более высоких порядков (расчет в приближении второго порядка и корректировка на более высокие порядки), а также температурные атмосферные профили и температурную зависимость сечений поглощения излучения озоном. По сравнению с алгоритмом 1964 г. точность и надежность восстановления вертикальных озоновых профилей удалось существенным образом повысить, однако, погрешности инверсии все еще остаются значительными: (даже если учесть только погрешности «сглаживания») больше 10 % для слоев 4÷8, около 15 % для слоев больше 8 и 25 % для слоев меньше 4.

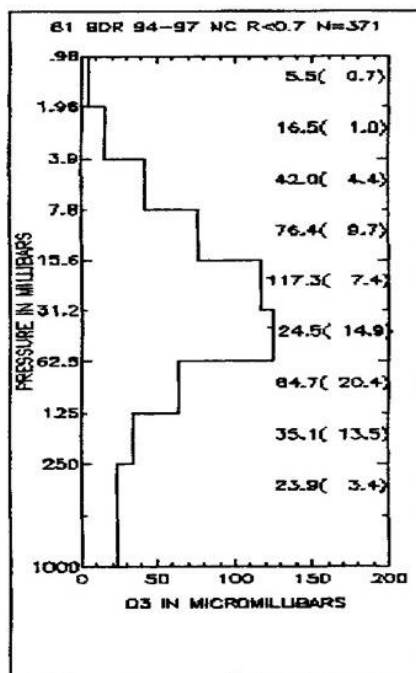


Рис. 2.2.4.1. Типичные результаты представления данных в методе обращения. Dobson N°61, усреднение по наблюдениям в 1996-1997 гг. /33/.

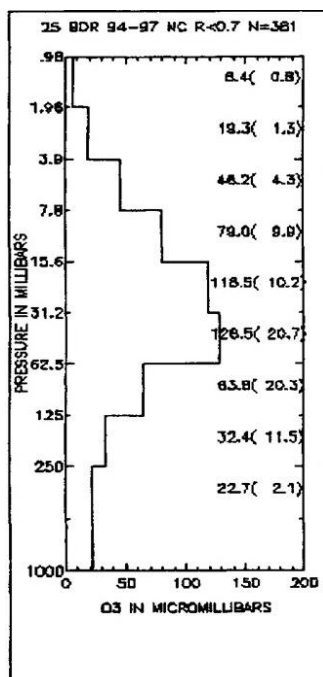


Рис. 2.2.4.2. Типичные результаты представления данных восстановления ВРО. Brewer N°25, усреднение по наблюдениям в 1996-1997 гг. /33/.

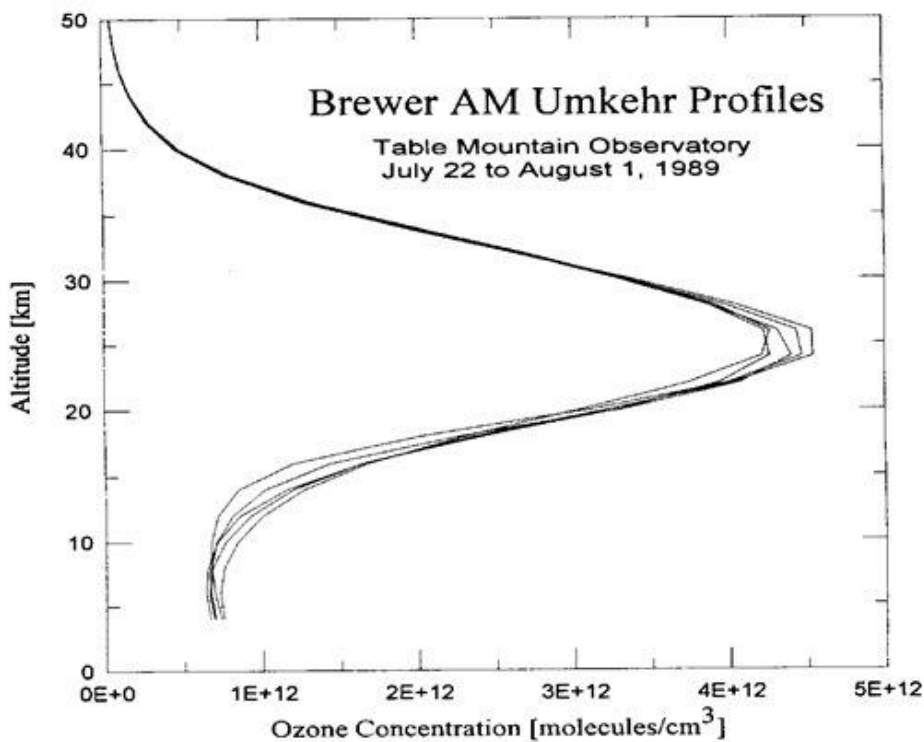


Рис. 2.2.4.3. ВРО, полученные озонметром Брюэра в течение утренних сеансов наблюдений /20/.

Различия между методиками особенно заметны при исследовании долгосрочных трендов вертикальных профилей озона (рис. 2.2.4.5).

Основными факторами, существенно влияющими на точность методики, по-прежнему являются:

- ошибки измерения (определения -значений); расчеты показывают, что такие ошибки вносят 3÷6 % погрешности в определение вертикальных профи-

лей для средних Umkehr-слоев. В слоях 1, 2 и 3, а также для слоев больше 9 влияние этих ошибок значительно возрастает;

- ошибки сглаживания (ошибки в определении структуры озонового профиля), определяемые вертикальным «разрешением» методики, и, в частности алгоритмом инверсии; ошибки сглаживания включают в себя структуру профиля, которая не видна или плохо разрешима Umkehr-измерением (как отмечалось выше это – больше 10 % для слоев 4÷8, около 15 % для слоев больше 8 и 25 % для слоев меньше 4);

- ошибки forward-модели; этот тип ошибок включает: «квадратурные» ошибки – ошибки использования дискретной модели озонового слоя (до 1.1 % в зависимости от слоя), ошибки параметров (коэффициентов поглощения озон, коэффициентов рэлеевского рассеяния – до 2.6 % в зависимости от высоты) и другие, как например, неучет присутствия других газов, например поглощение излучения молекулами SO_2 (ошибки при сильном загрязнении SO_2 больше 10 DU составляют 3 % для средних слоев 4÷8); неучет многократного рассеяния, в частности при определении частных производных профиля (матрица S_x) – около 0.5 % для слоев 4÷8, а также ошибки в определении температурных зависимостей профиля (ошибки вследствие использования в модели только одного температурного профиля является функцией, сильно зависящей от номера слоя и приводит к ошибкам $\pm 1 \div 3$ %);

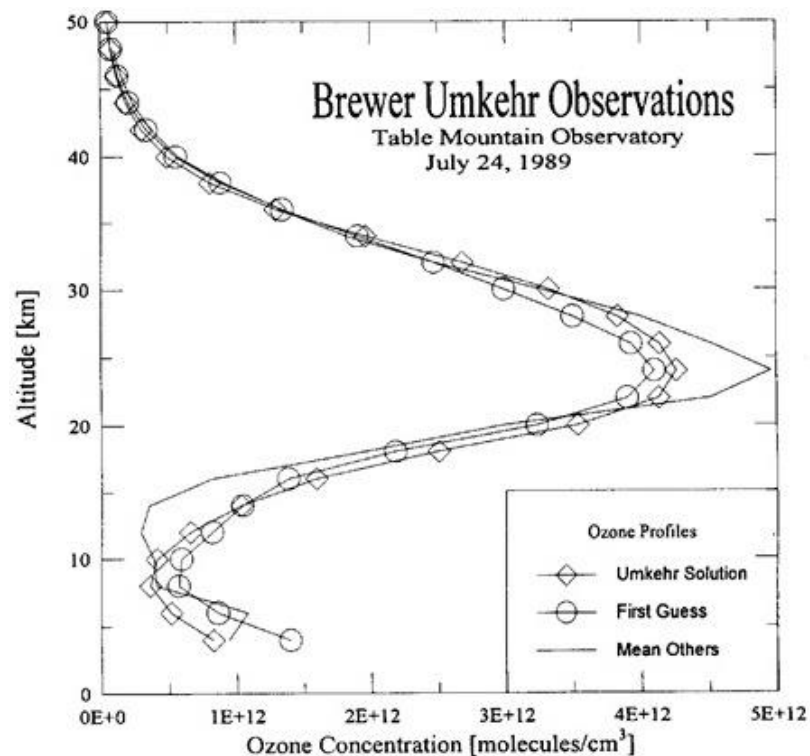


Рис. 2.2.4.4. ВРО, полученные озонметром Брюэра в течение вечерних сеансов в сравнении с данными, полученными другими методами /20/.

- ошибки inverse-модели; это прежде всего ошибки в ковариационных матрицах S_E и S_X (обычно около 1÷4 % для слоев 4÷8) и ошибки в задании априорного профиля;

- ошибки вследствие влияния аэрозолей.

Ошибки в задании априорного озонового профиля, а также методы их компенсации исследованы в /34, 35/. Алгоритм 1992 г. /23/ остается чувствительным к влиянию атмосферных аэрозолей (и, в частности, к аэрозолям в стратосфере). Это влияние выражается в том, что аэрозоли, находящиеся в слое Юнга (~ 20 км), отражают и рассеивают излучение, приходящее из более высоких слоев атмосферы, например, с высоты ~ 40 км из 8-го слоя. В меньшей степени наличие стратосферных аэрозолей вызывает погрешности в измерении концентраций озона на более низких высотах (рис. 2.2.4.6).

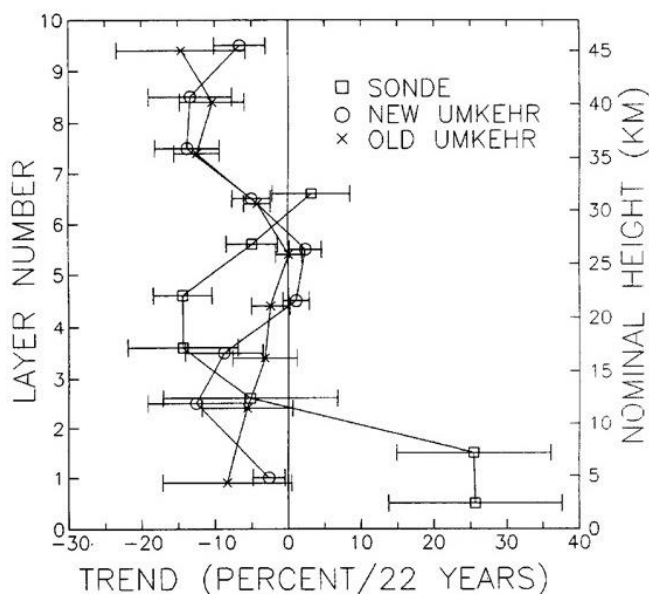


Рис. 2.2.4.5. Тренды озоновых профилей для зондов (квадраты), метода обращения: алгоритм 1964 г. (крестики) и 1992 г. (кружки). Указаны также дисперсии разброса данных – 2σ /34/.

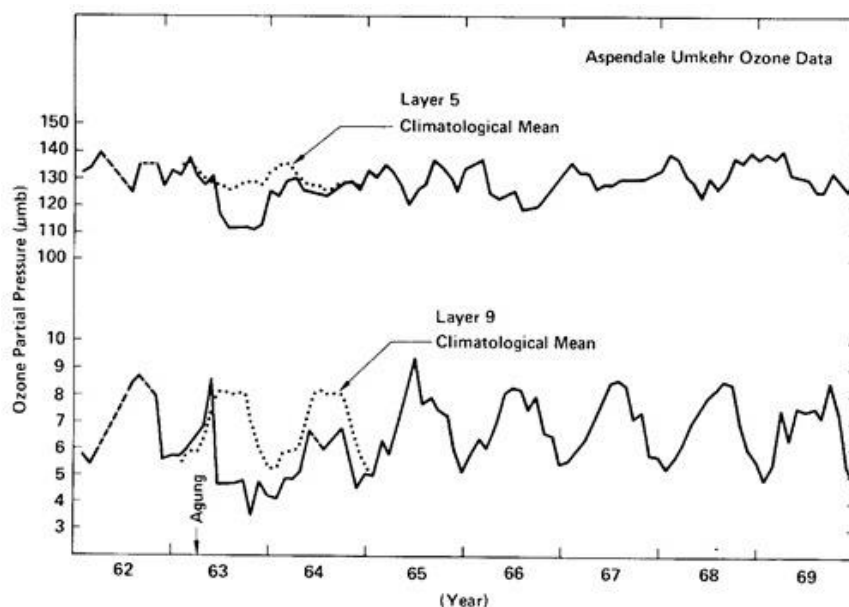


Рис. 2.2.4.6. Измеренные концентрации озона в слое 5 (31.2-15.6 мбар) методом обращения. Сплошные линии – среднемесячные значения; штриховые – отсутствие данных; точечные – долговременная (за 10 лет) климатическая норма. Видны отклонения от климатической нормы сразу после извержения вулкана Agung /35/.

Ошибки в восстановлении ВРО, обусловленные различным образом распределенными в атмосфере аэрозолями, показаны на рис. 2.2.4.7.

Помимо непосредственной оценки влияния аэрозолей на погрешности метода обращения в /35/ предложены способы коррекции и уменьшения этих погрешностей, основанные на априорных данных о составе и распределении различных аэрозольных компонент.

Несмотря на обилие факторов, влияющих на точность восстановления ВРО, метод обращения до сих пор является одним из наиболее удобных и надежных для высот от 15 до 30 км. Он обеспечивает измерения также в области за верхним пределом подъема озонозондов (больше 30 км). Кроме того, метод обращения непрерывно совершенствуется и имеет значительные резервы повышения точности и разрешающей способности.

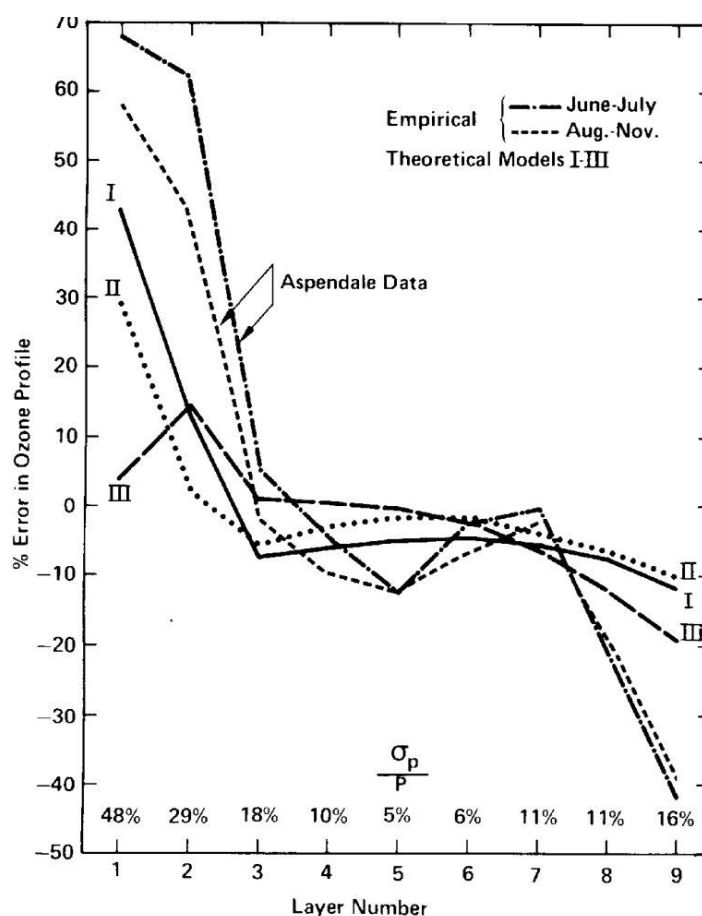


Рис. 2.2.4.7. Ошибки в определении вертикальных профилей озона, вызванные присутствием аэрозолей. Aspendale Data – эмпирические данные; I, II, III – расчет с использованием различных моделей вертикального распределения аэрозолей /35/.

2.3. Анализ существующих методов

Существующие методы обладают рядом недостатков, которые порой существенно влияют на качественный и количественный состав получаемых данных.

Для Umkehr-метода характерен примерно трехчасовой сеанс измерений (на закате или на восходе Солнца), при этом необходимо, чтобы отсутствовала

облачность (хотя бы в зените неба), а также желательно сохранение стабильных условий в атмосфере. Столь жесткие требования, естественно, препятствуют проведению регулярных Umkehr-измерений.

«Short Umkehr-method», привлекая для измерений дополнительные пары длин волн, позволяет уменьшить диапазон требуемых зенитных углов (вплоть до диапазона $80^{\circ}\div 88^{\circ}$) и тем самым значительно сократить время измерений, практически не ухудшая при этом точности результатов. Тем не менее, поскольку для Umkehr-метода, в отличие от измерений ОСО, не разработана система калибровки и нет единого подхода к сопоставлению результатов, полученных приборами разного типа, данная методика до сих пор не стала общепринятой.

Также одной из определяющих характеристик данного метода является тот факт, что проводится измерение яркости.

Как показывают расчеты и результаты исследований, погрешности довольно значительны: больше 10 % для слоев 4÷8, около 15 % для слоев больше 8 и 25 % для слоев меньше 4.

Для лидарных методов характерен также достаточно сложный математический аппарат по обработке получаемых данных. Также весьма существенным фактом является высокая стоимость аппаратуры вследствие чего в Беларуси данные методики не очень прижились – существует одна станция, которая ведет свои исследования очень редко.

Как показывают расчеты и результаты экспериментальных исследований /30/, суммарная погрешность лидарных измерений концентрации озона составляет порядка до 5 % на высотах около 20 км и возрастает до 50 % на высотах 30 км.

Спутниковые методы дают наиболее оптимальные данные, однако стоимость экспериментов намного выше.

3. ПРЕДЛАГАЕМАЯ МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ОЗОНА ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЯ ОСВЕЩЕННОСТИ ПОВЕРХНОСТИ ПРИЗЕМНЫМ СОЛНЕЧНЫМ ИЗЛУЧЕНИЕМ

Задачей данной работы является исследование возможности разработки методики восстановления вертикального профиля озона по данным измерения освещенности поверхности приземным солнечным излучением в УФ-диапазоне, которые могут быть получены с помощью спектрорадиометра «ПИОН-УФ».

3.1. Спектрорадиометр «ПИОН-УФ»

Разработанный в Национальном научно-исследовательском центре мониторинга озоносферы (ННИЦ МО) БГУ сетевой УФ спектрорадиометр «ПИОН-УФ» предназначен для проведения измерений в спектральном диапазоне 285-450 нм (фотография прибора приведена на рис. 3.1.1, технические параметры прибора приведены в таблице 3.1.1).

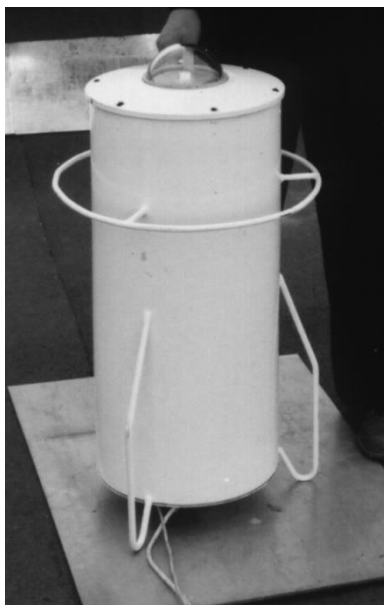


Рис. 3.1.1. Фотография спектрорадиометра «ПИОН-УФ».

Оптическая схема спектрорадиометра приведена на рис. 3.1.2. Ее основу составляет прецизионный двойной дифракционный монохроматор с нулевой дисперсией. Двойной монохроматор состоит из двух абсолютно идентичных последовательно действующих плеч, расположенных друг над другом, причем дисперсия второго плеча полностью компенсирует дисперсию первого. Монохроматор имеет четыре зеркальных объектива 10-13 (по два в каждом плече), двойную диспергирующую систему — голографическую дифракционную решетку 8 (размером 35×70×8 мм, 2400 штр/мм, рабочий порядок I), используемую независимо в обоих плечах монохроматора, и три щели, одна из которых 9 (общая) служит выходной щелью первого и входной щелью второго монохроматора. Оба плеча монохроматора построены по горизонтальной несимметричной схеме Эберта (Ebert) и разделены защитным экраном для уменьшения

Таблица 3.1.1.

Рабочий спектральный диапазон	280-450 нм
Спектральное разрешение	0,8 нм
Чувствительность	10^{-9} Вт/см ²
Подавление рассеянного излучения (при $\lambda=441$ нм)	10^6
Динамический диапазон измеряемых интенсивностей	10^6
Воспроизводимость длины волны	0,01 нм
Интерфейс связи	RS 232 C
Потребляемая мощность	50 Вт
Размеры	400x140x120 мм
Вес основного блока	28 кг

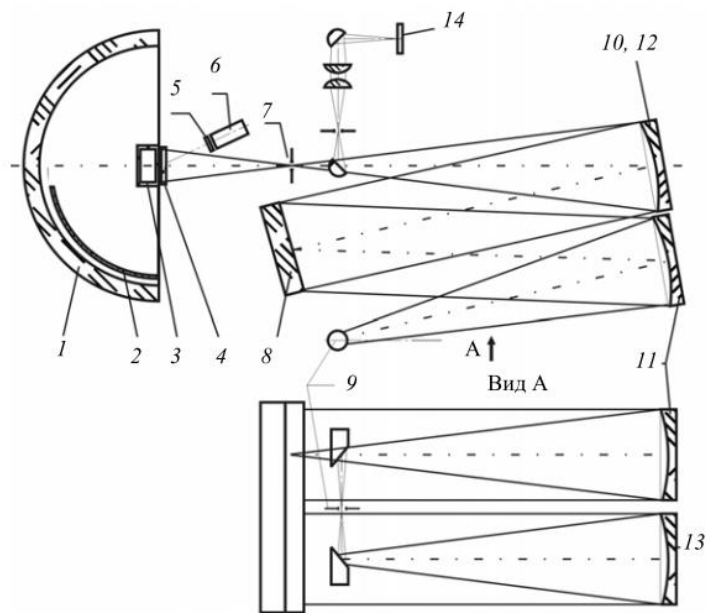


Рис. 3.1.2. Оптическая схема спектро радиометра «ПИОН-УФ».

уровня световых помех. Фокусное расстояние объективов 181.5 мм, относительное отверстие 1:7. Входная щель 7 монохроматора выполнена в виде круглого отверстия диаметром 0.4 мм. Сканирование по спектру производится поворотом решетки. Для линейной развертки спектра в монохроматоре применен синусный механизм привода решетки от шагового двигателя. Среднее значение обратной линейной дисперсии 2 нм/мм.

Данный прибор измеряет освещенность по всей полусфере, а не на каком-либо определенном угле, в чем состоит главенствующее отличие данного прибора от существующих.

Монохроматор радиометра при спектральном разрешении ~ 1 нм и сравнительно высокой светосиле ($\sim 1:7$) должен обеспечивать очень низкий уровень рассеянного света. Одновременное выполнение этих условий реализуется при использовании двойного монохроматора с нулевой дисперсией. Такая схема двойного монохроматора позволяет получить требуемые характеристики по уровню рассеянного света и спектральному разрешению, обеспечивая при этом лучшее соотношение сигнал/шум, чем в

схеме со сложением дисперсии. Известно, что при равных геометрических ширинах щелей у монохроматора с нулевой дисперсией поток Φ_λ в два раза больше, чем у монохроматора с двойной дисперсией, а следовательно, в два раза больше и отношение M сигнала к шуму фотоприемника, определяемое как $M = \sigma \Phi_\lambda / \overline{u_{\text{ш}}}$, где σ – чувствительность фотоприемника, $\overline{u_{\text{ш}}}$ – уровень шумов фотоприемника, т.е. $M \sim \Phi_\lambda$. Кроме того, дополнительным преимуществом монохроматора с «нулевой» дисперсией является равномерное заполнение выходной щели прибора излучением однородного спектрального состава. Для обеспечения строгой синхронности поворота диспергирующих элементов в процессе сканирования спектра в обоих монохроматорах использованы разные геометрические участки одной и той же дифракционной решетки.

Входной модуль спектро радиометра выполняет функции защиты коллектора излучения от внешних климатических воздействий, селекции и ступенчатого ослабления потока излучения из полусферы. В состав входного модуля входят: защитный кварцевый колпак 1; теневой лепесток 2, перекрывающий прямое солнечное излучение и обеспечивающий таким образом раздельное измерение суммарного (прямое плюс рассеянное) и рассеянного солнечного излучения из полусферы; коллектор излучения с косинусной диаграммой чувствительности 3; двухступенчатый ослабитель излучения 4; система обогрева защитного колпака; фотоприемник вспомогательного канала контроля стабильности атмосферы 6 с фильтрующим элементом 5 из стекла КС-10 и шаговые двигатели приводов теневого лепестка и ослабителя. Косинусный коллектор изготовлен из светорассеивающего материала (фторопласт-4) и представляет собой полый диск, задняя стенка которого является вторичным источником излучения ламбертовского типа и используется для освещения входной щели монохроматора. Двухступенчатый ослабитель излучения выполнен из кварцевых дисков (световой диаметр 15 мм, толщина 1 мм) с напылением хромом. Вариация толщины напыления обеспечивает практически неселективное ослабление входного потока излучения в 10 и 100 раз в пределах рабочего спектрального диапазона прибора. Контроль положения и управление позиционированием ослабителя осуществляются автоматически при достижении верхней границы линейности измерительного тракта прибора.

СПЭО солнечного излучения рассчитывается по формуле

$$E_{\text{солн}}(\lambda) = K_n(\lambda, U) K_u(U) K_f(\lambda) [I_{\text{солн}}(\lambda, U) - I_{\text{темн}}(U)],$$

где K_n – калибровочный множитель, определяемый при калибровке спектро радиометра по эталонной лампе и хранящийся в памяти ЭВМ в виде файла данных;

K_u – пересчетный коэффициент для учета изменений чувствительности фотоприемника при различных значениях напряжения питания ФЭУ;

K_f – корректирующий множитель для учета характеристик ослабителя;

$I_{\text{солн}}(\lambda, U)$ – ток ФЭУ, пропорциональный интенсивности солнечного УФ-излучения на длине волны λ при напряжении на ФЭУ $U_{\text{ФЭУ}}$;

$I_{\text{темн}}(U)$ – «темновой» отсчет системы регистрации, измеряемый при напряжении питания $U_{\text{ФЭУ}}$ в начале каждого сканирования спектра в диапазоне длин волн 282-285 нм.

Оптический сигнал с выходной щели монохроматора поступает на фотокатод 14 регистрирующего устройства ФЭУ-140 с рабочим спектральным диапазоном 200-600 нм. Выходной токовый сигнал с помощью малошумящего операционного усилителя преобразуется в напряжение и подается на вход 24-разрядного АЦП, связанного с микропроцессором. Чувствительность электронного тракта регулируется путем изменения напряжения питания фотоумножителя $U_{\text{ФЭУ}}$ и выбора времени интегрирования АЦП. Требуемая точность измерений спектра обеспечивается выбором оптимальных значений напряжения питания фотоумножителя $U_{\text{ФЭУ}}$, времени интегрирования и числа измерений на данной длине волны. Питание ФЭУ осуществляется программируемым высоковольтным блоком, обеспечивающим стабилизацию напряжения питания в пределах 1000-2100 В.

Интегральный входной световой поток в красной области спектра используется как опорный канал для оценки стабильности атмосферы. После фильтрации коротковолновой составляющей световой поток регистрируется кремниевым фотодиодом. Полученный сигнал усиливается и преобразуется в цифровой код с помощью 24-разрядного АЦП. Управление и прием данных осуществляются микропроцессором. В УФ-спектрорадиометре управление и связь с внешним компьютером реализуются с помощью программируемого микропроцессора по стандартной связи RS 232.

На рис. 3.1.3 представлен пример спектра освещенности приземным солнечным излучением, регистрируемый спектрорадиометром «ПИОН-УФ».

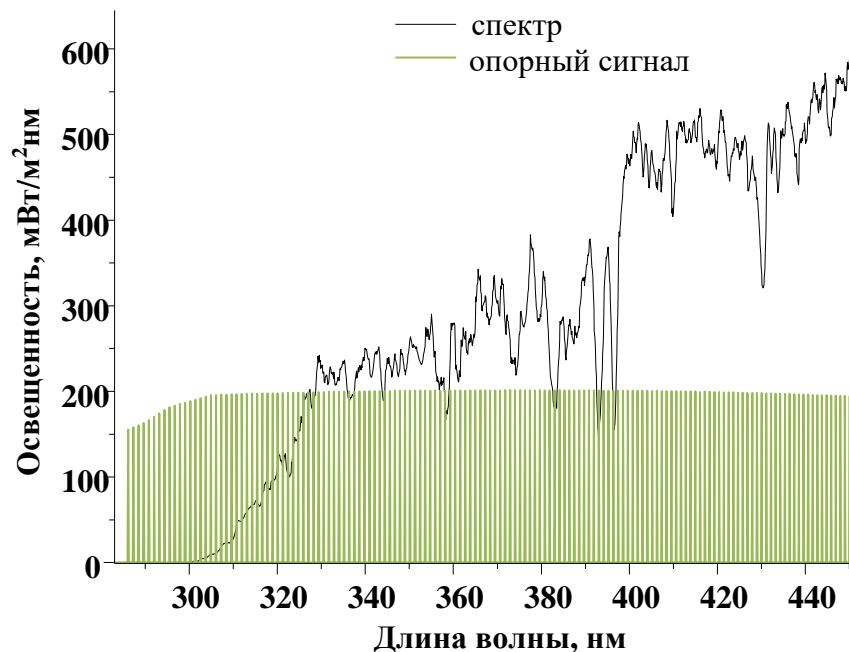


Рис. 3.1.3. Пример спектра освещенности приземным солнечным излучением, регистрируемого спектрорадиометром «ПИОН-УФ».

3.2. Рассмотрение методики

Как показывает анализ существующих методов восстановления ВРО, математический аппарат обработки и моделирования весьма сложен; сигналы, которые необходимо обработать, очень слабы; влияние профиля озона на спектры прямого солнечного излучения также очень слабое.

Для улучшения результатов, т.е. стабилизации решения, необходимо задавать априорно полученные соответствующие профили. Их можно было бы смоделировать. Однако здесь встает вопрос: как моделировать профиль озона.

3.2.1. Выбор параметризации

Для этого можно было бы воспользоваться параметризацией, заложенной в Umkehr-метод, описанный ранее в данной работе, но у данной методики присутствует ряд недостатков. Существует также параметризация Гоме, которая получается путем обработки многочисленных спутниковых и зондовых измерений и согласована с 12-тислоной моделью атмосферы.

Согласно параметризации Гоме концентрация озона в пределах каждого слоя считается постоянной, а полное содержание озона в слое в зависимости от географической широты местности θ и дня года t определяется по формуле:

$$\Delta x_k = a_0^k + [1 - \cos(2 \times \theta)] \times \{a_1^k + a_2^k \times \cos[(t - \Phi^k) \times \frac{2 \times \pi}{365}]\}. \quad (14)$$

Значения параметров a_0^k , a_1^k , a_2^k , Φ^k имеют простой физический смысл. a_0^k – содержание озона в -ом слое над экватором, которое в данной модели не подвержено сезонным вариациям, $2 \times a_1^k$ – средняя за год величина разности в содержании озона над полюсом и над экватором, a_2^k – амплитуда сезонных вариаций на широте 45° , Φ^k – день года, в котором достигается годовой максимум озона в слое. Для южного полушария к значениям, приведенным в таблице 3.2.1.1, следует добавить 182.5. Параметры определены путем подгонки к многочисленным данным спутниковых и зондовых измерений. Заметим, что данная модель не учитывает особенностей ВРО над Южным полюсом, в частности, в модели отсутствует обнаруженная в последние годы значительная по размерам аномалия ВРО над Антарктидой – т.н. «озонная дыра».

Известна также т.н. модель Aladin, хорошо зарекомендовавшая себя в исследованиях, проводимых в Румынии и Франции /55/, по параметризации профилей озона. В этой модели общее содержание озона в столбе атмосферы выражается следующей зависимостью:

$$\int_0^P q_{O_3} dp = \frac{a}{1 + (b/p)^{c/2}}, \quad (15)$$

Таблица 3.2.1.1.

Параметры эмпирической формулы для расчета содержания озона в слоях атмосферы				
N слоя	a_0	a_1	a_2	Φ
12	0.105	0.007	0.004	0.0
11	0.25	0.01	0.04	10.0
10	0.85	0.13	0.24	-11.0
9	3.0	0.62	0.99	-9.0
8	11.5	-0.40	0.70	4.0
7	33.0	-7.40	1.90	164.0
6	62.0	-19.0	2.4	154.0
5	75.0	-6.0	0.0	–
4	44.0	38.0	13.0	59.0
3	5.0	49.0	16.0	62.0
2	3.0	25.0	12.0	91.0
1	15.0	10.0	8.0	18.0

где a , b – параметры параметризации, [Па];

c – эмпирический параметр параметризации;

q – концентрация озона в элементарном столбе атмосферы dp , [см⁻³];

P – атмосферное давление, [Па].

Модель Aladin ввиду своей простоты и эффективности и была взята мной для параметризации профилей. Выбором параметров параметризации можно подобрать любой профиль.

В ходе работы было выявлено, что модель Aladin имеет недостаток, часто распространенный среди всех существующих моделей, – не строятся профили для аномалий, т.к. они позволяют строить лишь однотипные профили.

В процессе работы формула (15) была видоизменена до более удобного и простого для обработки вида:

$$\int_0^P q_{O_3} dp = \frac{a}{1+(b/p)^{c/2}} = X,$$

$$a = X \times \left(1 + \left(b/P_0\right)^{c/2}\right),$$

$$X(P) = \frac{X \times \left(1 + \left(b/P_0\right)^{c/2}\right)}{1+(b/p)^{c/2}},$$
(16)

т.к. P_0 – нормальное атмосферное давление, то:

$$X(P) = \frac{X \times \left(1 + b^{c/2}\right)}{1+(b/p)^{c/2}},$$
(17)

где X – общее содержание озона во всем столбе атмосферы,

X_0 – общее содержание озона в столбе атмосферы до давления P ,

b – параметр параметризации, [Па],

c – эмпирический параметр параметризации,

P – атмосферное давление, [Па],

P_0 – нормальное атмосферное давление, [Па].

Данный недостаток был устранен путем усовершенствования модели: использования суммы двух функций Aladin.

$$X(P) = \omega_1 \times \frac{x \times (1+b^{c/2})}{1+(b/p)^{c/2}} + \omega_2 \times \frac{x \times (1+b^{c/2})}{1+(b/p)^{c/2}}, \quad (18)$$

где ω_1 и ω_2 – весовые функции.

Стоит заметить, что для более совершенной модели возможно комбинирование еще большего количества функций различными способами, что позволит строить более произвольные профили.

Для изменения доступны следующие параметры: общее содержание озона, коэффициенты b и c , весовые коэффициенты для двух функций Aladin, давление.

3.2.2. Построение модели атмосферы

Модель атмосферы была взята из библиотеки libRadtran. libRadtran (library for radiative transfer calculations) – комплекс функций и подпрограмм на С и на Fortran, используемых для подсчета излучательных переносов в земной атмосфере /56/. Данная библиотека содержит огромное число проверенных моделей атмосферы, которые очень хорошо согласуются с реальными данными. Библиотека libRadtran предназначена для работы в ОС Linux и в ходе данной работы данная библиотека была перекомпилирована для работы в ОС Windows для упрощения работы. В процессе работы библиотека libRadtran была скомпилирована при помощи эмулятора Cygwin для работы с библиотекой на базе ОС Windows.

В основе комплекса лежит пакет uvspec. Изначально он был разработан для подсчета интенсивности излучения в ультрафиолетовой и видимой спектральных областях. Однако uvspec совершенствовался различными утилитами и приложениями для симуляции измерительных приборов и расчетов радиационного фона Земли, разрабатывались методы удаленного считывания атмосферы. libRadtran содержит множество различных команд для точного определения свойств атмосферы, включая рэлеевское рассеяние, молекулярного поглощения, аэрозолей, воды и альбедо поверхности. Подбор некоторых решающих устройств радиационного переноса позволяет моделировать различные аспекты радиационного поля.

Программа uvspec вычисляет радиационное поле в земной атмосфере. В модель заложены составляющие атмосферы, включая различные молекулы, аэрозоли и облака. Свойства поглощения и рассеивания этих составляющих могут быть взяты из алгоритмов и баз данных, предоставленных вместе с libRadtran и uvspec, или обеспечиваются пользовательским вводом. Граничные условия – нижняя и верхняя точки атмосферы.

Модель uvspec состоит из трех основных элементов: (1) атмосферная

оболочка, которая преобразует свойства атмосферы, такие, как озоновый профиль, поверхностное давление или микрофизические параметры облаков, в оптические свойства, необходимые в качестве входных данных в решающее устройство; (2) решающее устройство уравнения переноса излучения, которое рассчитывает яркость, энергетическую освещенность, актинические потоки и скорости нагревания для данных оптических свойств; и (3) постобработка решающего устройства.

libRadtran также оснащен такими утилитами, как Ми-программа (mie), некоторыми утилитами для расчетов положения солнца (zenith, noon, sza2time), немного инструментальных программ для интерполяции, свертки и интегрирования (spline, conv, integrate) и несколько других небольших инструментов для установки входных и постобработки выходных параметров uvspes.

3.2.3. Разработка тестовой рабочей программы

В ходе работы была разработана тестовая рабочая программа, которая, используя функцию параметризации Aladin, моделирует профили озона с заданными параметрами и при помощи пакета libRadtran строит по данным профиля спектры освещенности земной поверхности прямым, а также рассеянным вниз и вверх солнечным светом. Программа написана на языке программирования Delphi.

Стоит заметить, что освещенность прямым солнечным светом и освещенность рассеянным вниз солнечным светом можно получить с помощью спектрофотометра «ПИОН-УФ», а освещенность рассеянным вверх солнечным светом получается программным способом.

Программное приложение также имеет функционал для построения графиков по данным, получаемым в ходе моделирования.

Главное окно программы представлено на рис. 3.2.3.1.

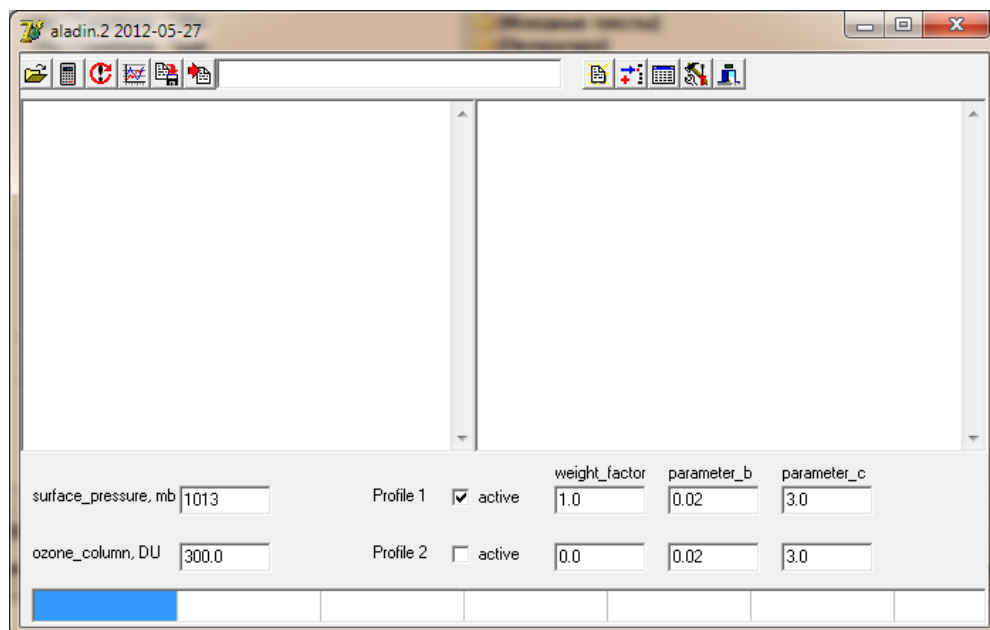


Рис. 3.2.3.1. Главное окно программы Aladin.

4. МОДЕЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ ДАННЫХ

Для моделирования профилей были выбраны следующие параметры для программ: профиль атмосферы для средних широт, сезон – лето, альбедо (*albedo*) – 0.05, солнечный зенитный угол (*sza*) – 80° , день года (*day – of – year*) – 170. При моделировании варьировались параметры b , c , ОСО.

В ходе моделирования были построены профили озона с использованием стандартной модели Aladin (рис. 4.1) и с использованием усовершенствованной модели Aladin (рис. 4.2). Полученные профили вертикального распределения озона показали, что усовершенствованная модель, в отличие от обычной, позволяет строить профили для аномалий. На рис. 4.2 представлены 2 профиля (профили 2 и 3) типичных для т.н. «озонных дыр».

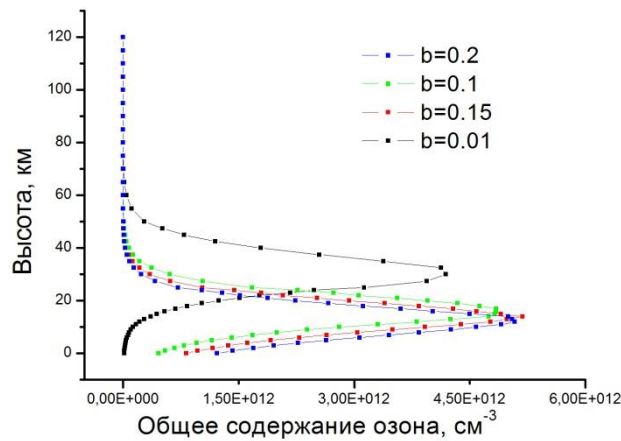


Рис. 4.1. Зависимость вертикального профиля озона от параметра b , построенная с использованием стандартной модели Aladin.

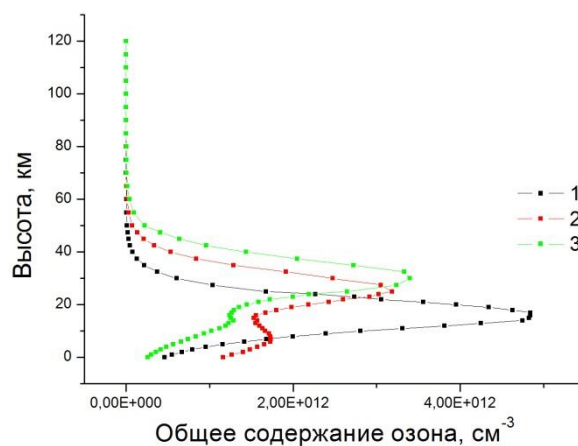


Рис. 4.2. Зависимость вертикального профиля озона от параметра b , построенная с использованием усовершенствованной модели Aladin.

Параметры параметризации:

1 - $\omega_1=0.3$, $b_1=0.1$, $c_1=3.0$, $\omega_2=0.7$, $b_2=0.1$, $c_2=3.0$,

2 - $\omega_1=0.7$, $b_1=0.02$, $c_1=3.0$, $\omega_2=0.7$, $b_2=0.5$, $c_2=3.0$,

3 - $\omega_1=0.8$, $b_1=0.01$, $c_1=3.0$, $\omega_2=0.2$, $b_2=0.2$, $c_2=3.0$.

Анализируя рис. 4.1, можно видеть, что с ростом параметра b высота максимума профиля уменьшается. А анализ рис. 4.2 показывает, что профили, соответствующие аномалиям, например т.н. «озонным дырам», имеют два максимума вместо одного.

По данным анализа рис. 4.1 был найден вид зависимости высоты максимума профиля от параметра b в виде полинома $Y_1 = 33.19048 - 340.79365 \times X + 2228.57143 \times X^2 - 5396.8254 \times X^3$ (рис. 4.3). Поиск соответствующей зависимости для нестандартных профилей является довольно сложной задачей и в данный момент нереализованной.

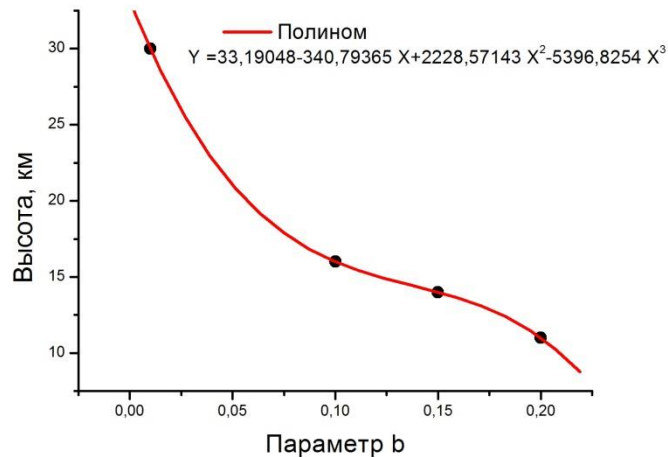


Рис. 4.3. Полиномиальная зависимость параметра b от высоты.

Моделирование профиля озона с варьированием параметра c не дало результатов, сколь-нибудь изменяющих seriously профиль (рис. 4.4). Данное направление требует дальнейшей работы в будущем.

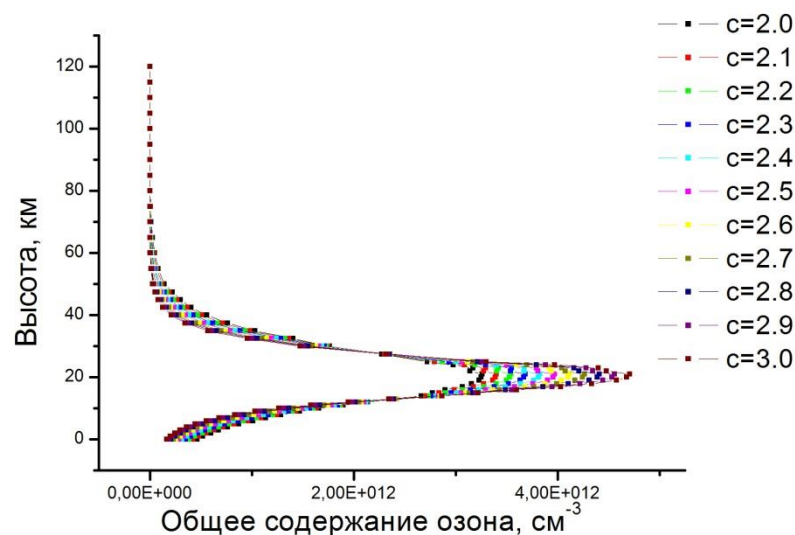


Рис. 4.4. Профиль озона. Зависимость от параметра c .

Построены также профили озона с варьированием общего содержания озона в столбе атмосферы (рис. 4.5).

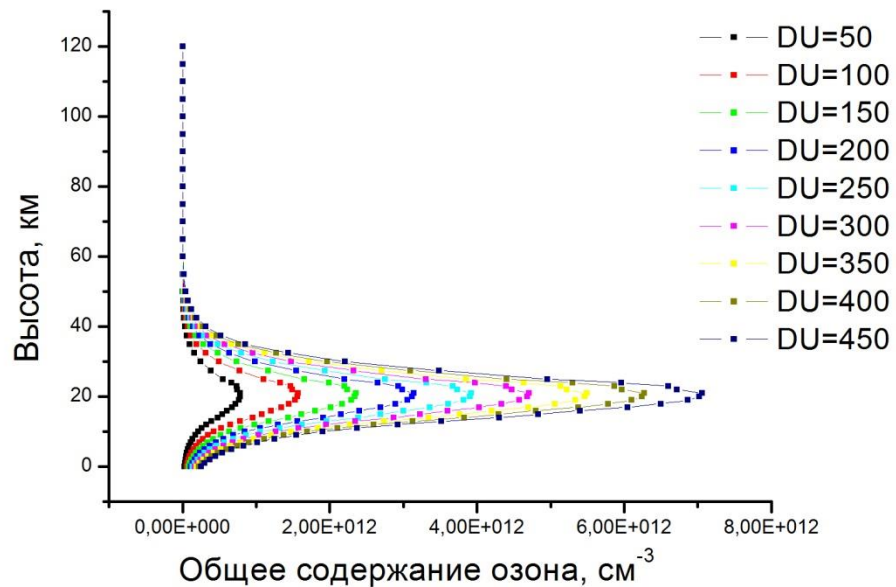


Рис. 4.5. Профиль озона. Зависимость от общего содержания озона.

По данным анализа рис. 4.5 была найдена и построена полиномиальная зависимость содержания озона в максимуме профиля от параметра ОСО с уравнением полинома $Y_2 = -3.86054E9 + 1.57215E10 \times X - 149175.01876 \times X^2 + 200.47488 \times X^3$ (рис. 4.6).

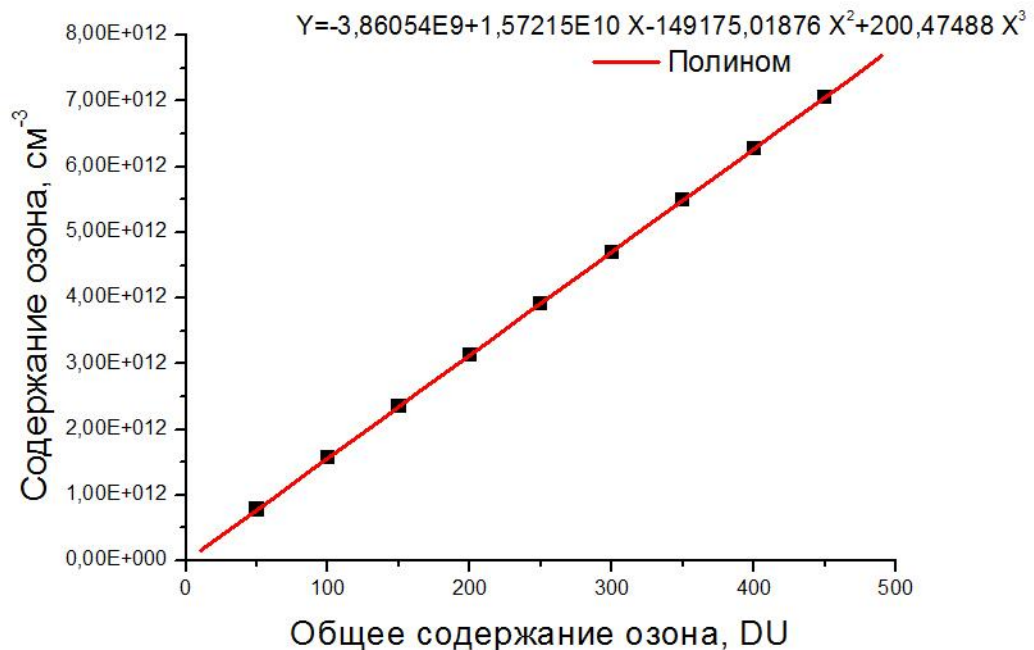


Рис. 4.6. Полиномиальная зависимость от общего содержания озона.

Также были построены спектры освещенности прямого, а также рассеянного вниз и вверх солнечного излучения с различными параметрами параметризации, т.е. с различными параметрами b , c и ОСО.

Полученные СПЭО с варьированием параметра b , показали, что изменение параметра b не влияет на спектр освещенности прямым солнечным излучением, но влияет на спектры освещенности рассеянным солнечным излучением.

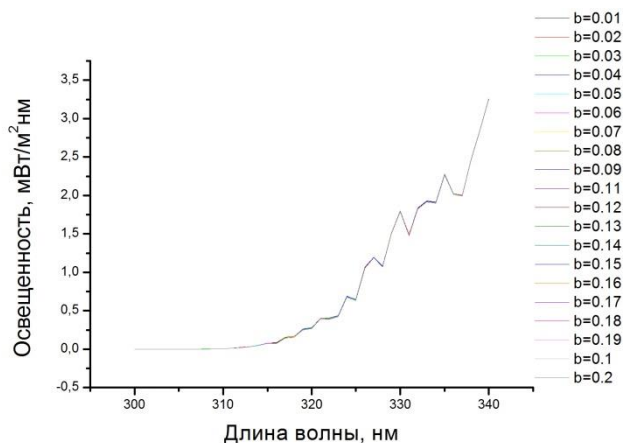


Рис. 4.7. Изменение прямого солнечного излучения от параметра b .

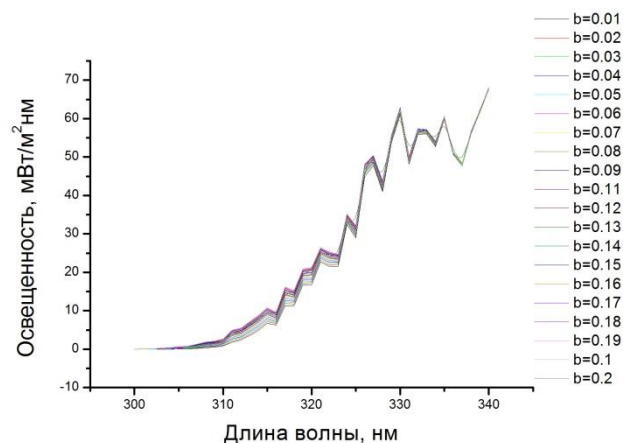


Рис. 4.8. Изменение рассеянного солнечного излучения вниз от параметра b .

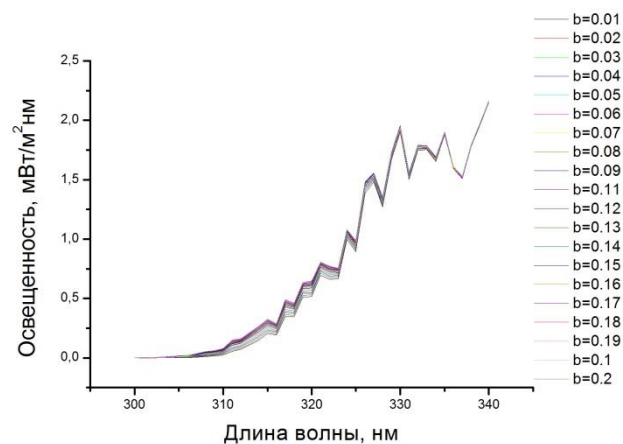


Рис. 4.9. Изменение рассеянного солнечного излучения вверх от параметра b .

Эксперимент показал, что изменение параметра c не влияет на изменение спектров освещенности солнечным излучением. Как было сказано ранее, необходима дальнейшая работа по данному направлению. Возможно, что необходимо будет наличие нескольких спектров освещенности, измеренных на разных солнечных зенитных углах (sza).

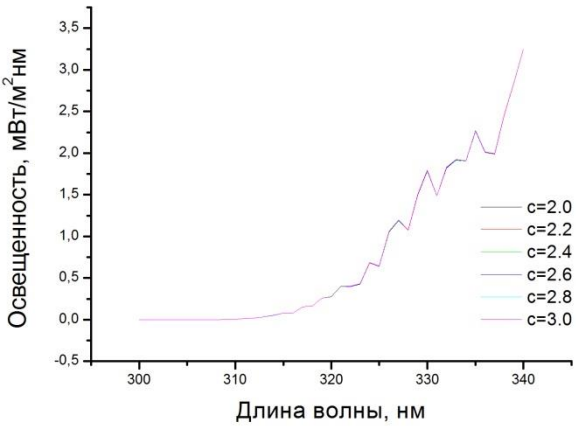


Рис. 4.10. Изменение прямого солнечного излучения от параметра c .

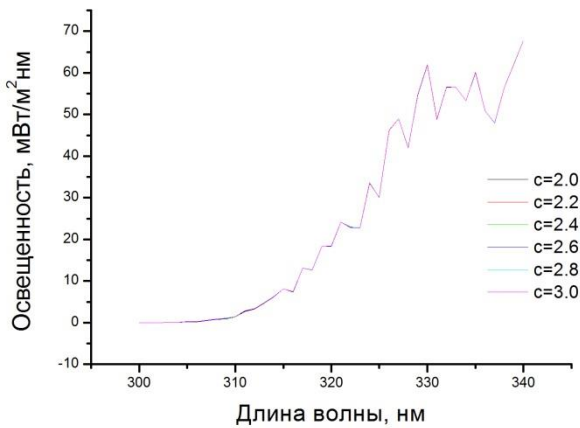


Рис. 4.11. Изменение рассеянного солнечного излучения вниз от параметра c .

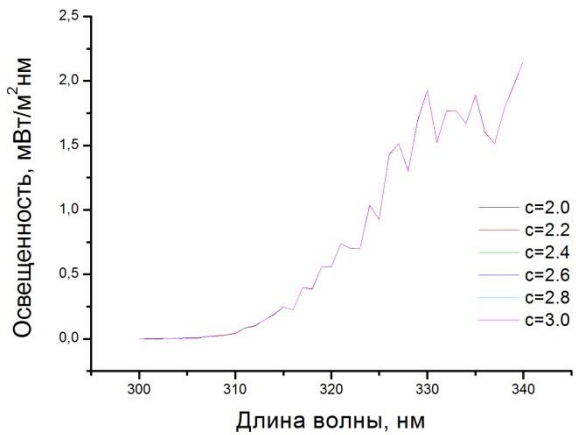


Рис. 4.12. Изменение рассеянного солнечного излучения вверх от параметра c .

Полученные СПЭО с варьированием параметра общего содержания озона в столбе атмосферы показали, что изменение параметра ОСО довольно серьезно изменяет спектры освещенности. Стоит заметить, что все спектры зависят от параметра общего содержания озона.

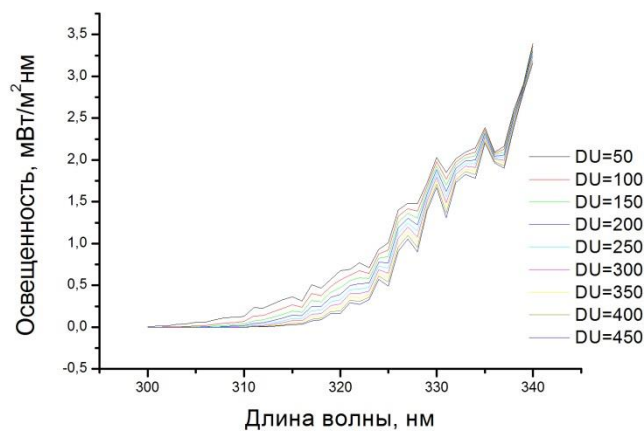


Рис. 4.13. Изменение прямого солнечного излучения от общего содержания озона.

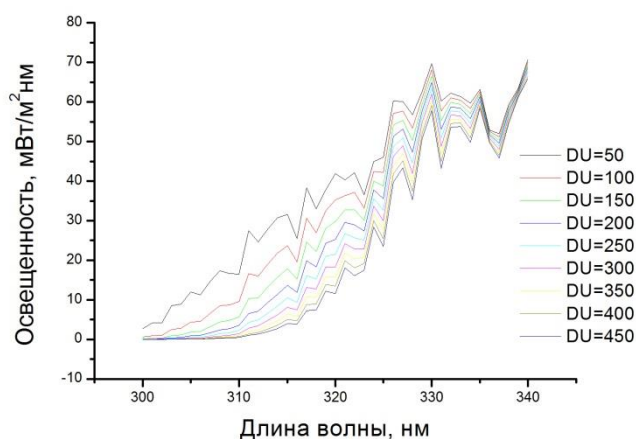


Рис. 4.14. Изменение рассеянного солнечного излучения вниз от общего содержания озона.

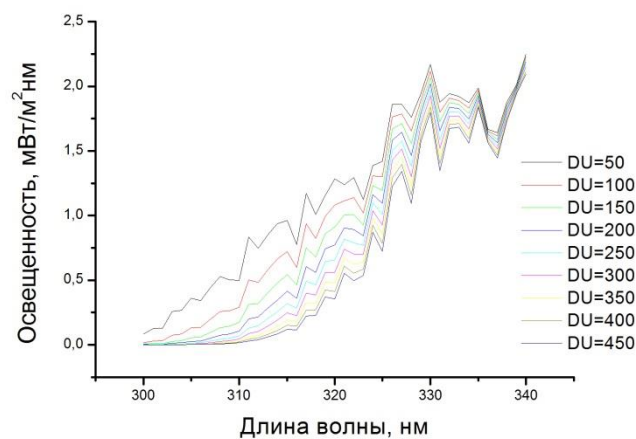


Рис. 4.15. Изменение рассеянного солнечного излучения вверх от общего содержания озона.

Далее стоит задача по восстановлению вертикальных профилей озона по спектрам плотности энергетической освещенности. Данная задача никогда ранее не ставилась ввиду своей сложности и отсутствия адекватной модели атмосферы.

На основе спектров суммарной освещенности (прямое солнечное излучение и рассеянное вниз солнечное излучение) были построены зависимости отклонения значений освещенности от значений стандартных параметров Aladin.

Моделирование показало, что данные зависимости имеют разный характер.

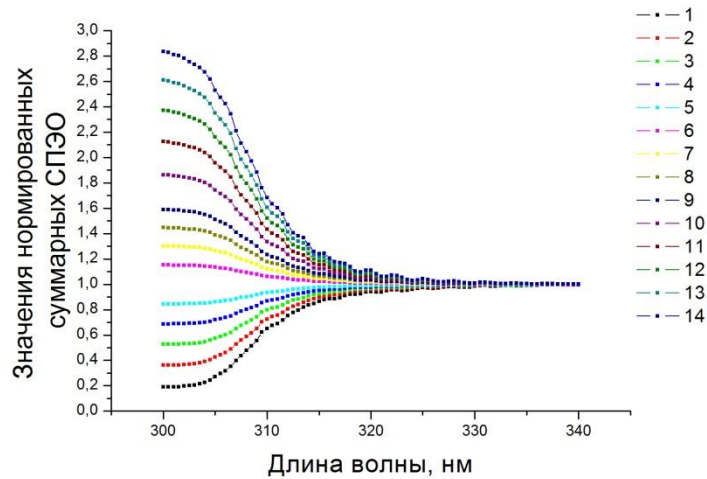


Рис. 4.16. Параметризация по параметру b . Отношение суммарного СПЭО с различными параметрами b ($c=3,0$, $ОСО=300$) к опорному СПЭО с $b=0,3$.

1 - $b=0,005$, 2 - $b=0,01$, 3 - $b=0,015$, 4 - $b=0,02$, 5 - $b=0,025$, 6 - $b=0,035$, 7 - $b=0,04$, 8 - $b=0,045$, 9 - $b=0,05$, 10 - $b=0,06$, 11 - $b=0,07$, 12 - $b=0,08$, 13 - $b=0,09$, 14 - $b=0,10$.

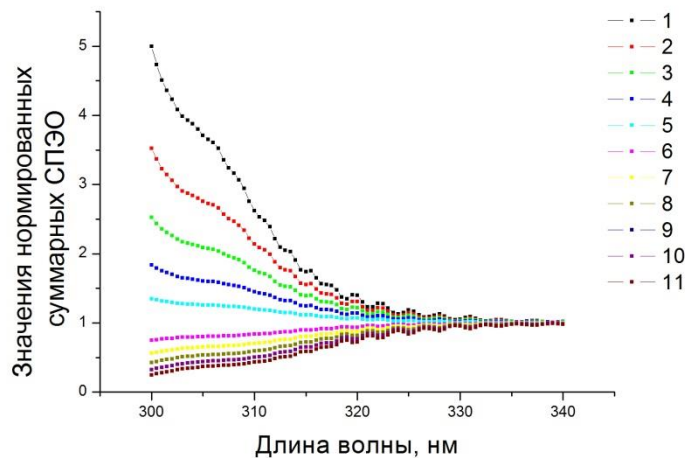


Рис. 4.17. Параметризация по параметру $ОСО$. Отношение суммарного СПЭО с различными параметрами $ОСО$ ($b=0,03$, $c=3,0$) к опорному СПЭО с $ОСО=300$.

1 - $ОСО=200$, 2 - $ОСО=220$, 3 - $ОСО=240$, 4 - $ОСО=260$, 5 - $ОСО=280$, 6 - $ОСО=300$, 7 - $ОСО=320$, 8 - $ОСО=340$, 9 - $ОСО=360$, 10 - $ОСО=380$, 11 - $ОСО=400$.

В ходе работы был выбран модельный участок СПЭО, наиболее подверженный влиянию изменения параметров параметризации, который не имел помех, создаваемых другими малыми газовыми составляющими. Для данного участка подбиралась целевая функция, удобная к минимизации. Целевая функция строилась экспериментальным путем, а именно методом подбора. Данная функция зависит от двух параметров: A и B . Значения A относятся к значениям модельного СПЭО, значения B относятся к значениям реального СПЭО. Целевая функция строилась с использованием различной зависимости между параметрами A и B .

В ходе работы использовались реальные СПЭО, полученные спектрометрическим «ПИОН-УФ», установленным на озонметрической станции ННИЦ МО БГУ. Для параметризации были выбраны параметры b и OCO .

Наиболее оптимальной для параметризации по параметру b была выбрана в ходе работы целевая функция $\ln([A - B]^2)$, где значения A и B – значения освещенности (рис. 4.18).

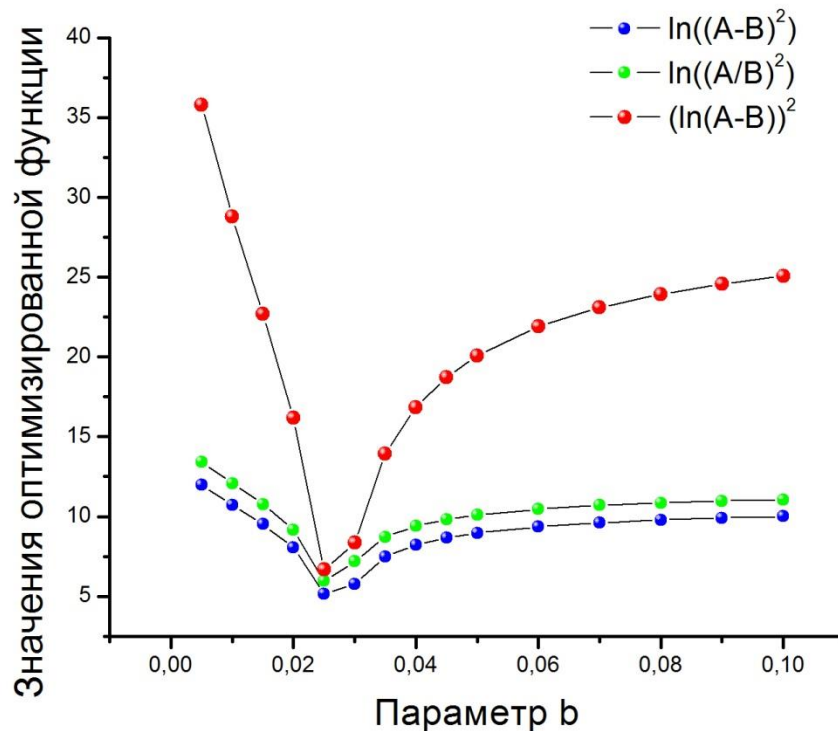


Рис. 4.18. Срез по параметру b .

Для параметра *ОСО* была выбрана более сложная целевая функция

$$\left(\frac{\sum_{i=1}^k E'_{\varepsilon_i}}{\sum_{i=1}^k E'_{m_i}} \right)^2 \quad (19)$$

где E'_{ε_i} – освещенность, полученная экспериментально и нормированная на освещенность, соответствующую длине волны 340 нм;

E'_{m_i} – освещенность, полученная модельно и нормированная на освещенность, соответствующую длине волны 340 нм;

k – количество длин волн (каждой длине волны соответствует соответствующая освещенность).

Нормировка проводилась с целью убрать влияние других малых газовых составляющих и аэрозолей.

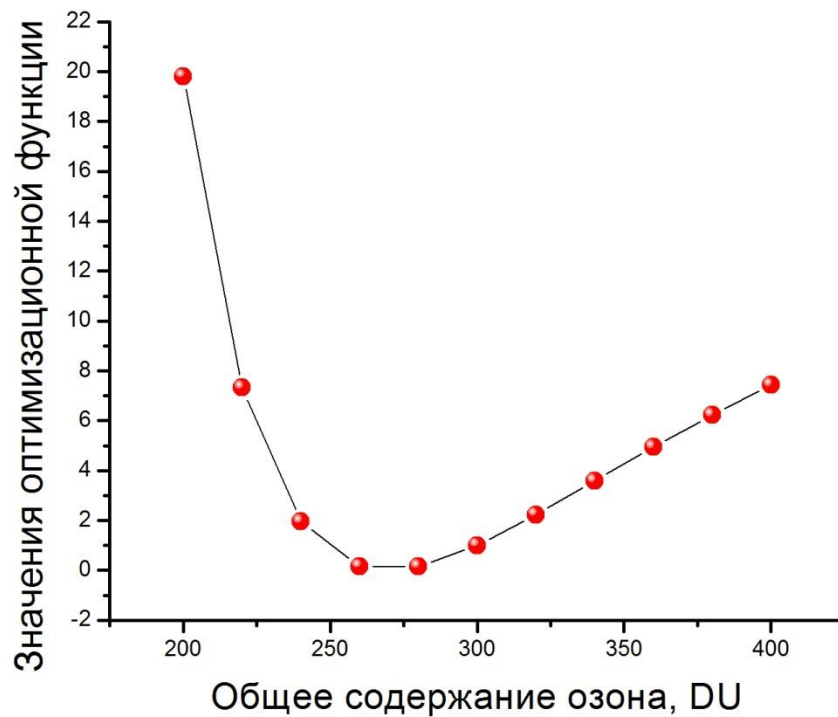


Рис. 4.19. Срез по параметру *ОСО*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проделанной работы были получены следующие результаты:

1. Осуществлено развитие стандартной модели для параметризации вертикальных профилей озона Aladin. Усовершенствованная модель способна к формированию вертикальных профилей озона, характерных для аномальных районов, например для т.н. «озонных дыр».
2. На основе усовершенствованной модели была разработана рабочая программа по формированию вертикальных профилей озона, использующая модель атмосферы из библиотеки libRadtran.
3. Проанализированы построенные вертикальные профили озона и произведена оценка влияния параметров модели Aladin на данные профили. Было выявлено, что методика чувствительна к высоте максимума вертикального профиля озона и к общему содержанию озона в столбе атмосферы: изменение параметра b на 10 % ведет к изменению высоты на 10 % и изменение параметра ОСО на 10 % ведет к изменению ОСО в максимуме профиля на 10 %, на некоторых участках изменение более существенно. Выявлено, что методика имеет низкую чувствительность к форме вертикальных профилей озона: изменение параметра c на 10 % ведет к видоизменению профиля на 1 %.
4. Построены спектры освещенности приземным прямым, а также рассеянным вниз и вверх солнечным излучением при различных параметризациях.
5. Исследование показало реальную возможность создания метода восстановления ВПО на основе спектров освещенности.
6. Был произведен поиск параметризаций для моделирования распределений вертикальных профилей концентрации озона, в ходе которого были найдены соответствующие целевые функции параметризации.

Для дальнейшей работы могут быть поставлены следующие задачи:

1. Доработка метода.
2. Разработка кроссплатформенного приложения, поскольку библиотека libRadtran, используемая для построения модели атмосферы, написана для ОС Linux.
3. Дальнейшее совершенствование модели Aladin.

ЛИТЕРАТУРА

1. Поляков А.В. Определение газового состава атмосферы и характеристик аэрозоля затменным методом. Диссертация. Санкт-Петербург, Научно-исследовательский Институт Физики Санкт-Петербургского государственного университета, 2006.
2. Кароль И.Л., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М. Газовые примеси в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 192 с.
3. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И. Парниковый эффект атмосферы и климат Итоги науки и техники // Метеорология и климатология. – 1984. – Т. 12. – 262 с.
4. Geller M.A., Smyshlyaev S. P. A Model Study of Total Ozone Evolution 1979–2000 – The Role of Individual Natural and Anthropogenic Effects // GRL, 2002. – V. 29. – № 22. – P. 2048. doi: 10. 1029 / 2002GL015689.
5. WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994, World Meteorological Observation, Global Ozone Research and Monitoring Project Report –WMO, 1995. – №. 37.
6. Александров А.П., Гречко Г.М., Гурвич А.С., Кан В., Манаров М.Х., Пахомов А.И., Романенко Ю.В., Савченко С.А., Серова С.И., Титов В.Г. Спектры вариаций температуры в стратосфере по наблюдениям мерцаний звезд из космоса // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1990. – Т. 26. – № 1. – С. 5-16.
7. Александров Э.Л., Кароль И.Л., Ракипова Л.Р. и др. Атмосферный озон и изменения глобального климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 168 с.
8. WMO Scientific assessment of ozone depletion: 1991, World Meteorological Observation, Global Ozone Research and Monitoring Project Report – Report – WMO, 1992. – № 25.
9. Отчет по НИР «Разработать аппаратно-методические и программные средства для измерений вертикального распределения концентрации озона в атмосфере и наладить регулярные измерения на озонметрической станции Национального научно-исследовательского центра мониторинга озоносферы Белгосуниверситета (заключительный этап)», Белорусский государственный университет, Национальный научно-исследовательский центр мониторинга озоносферы, Минск, 2002.
10. Dave J.V., Mateer C.L. A Preliminary Study on the Possibility of Estimating Total Atmospheric Ozone from Satellite Measurements. J. Atmospheric Sciences. V. 24. P. 414-427. 1967.
11. Dave J.V. Effect of Aerosols on the Estimation of Total Ozone in an Atmospheric Column from the Measurements of Its Ultraviolet Radiance. J. Atmospheric Sciences. V. 3. P. 899-911. 1978.
12. Dave J.V. Multiple Scattering in a Non-Homogeneous, Rayleigh Atmosphere. J. Atmospheric Sciences. V. 2. P. 273-279. 1965.
13. Dave J.V., Furukawa P.M. Meteorological monographs. V. 7. N 29. 1965.
14. Отчет по НИР «Разработать аппаратно-методические и программные средства для измерений вертикального распределения концентрации озона в

атмосфере и наладить регулярные измерения на озонометрической станции Национального научно-исследовательского центра мониторинга озоносферы Белгосуниверситета (промежуточный этап)», Белорусский государственный университет, Национальный научно-исследовательский центр мониторинга озоносферы, Минск, 2001.

15. Gotz F.W.P. Zum Strahlungsklima des Spitzbergensommers. Strahlungs- und Ozonmessungen in der Königsbucht 1929. Gerlands Beih., 1931, vol. 31, p. 119-154.

16. Хргиан А. Х. Физика атмосферного озона. Л., Гидрометеиздат, 1973, 291 с.

17. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project. Report № 43, 1998, 289 p.

18. Gotz F.W.P., Meetham A.P., Dobson G. M.B. The vertical distribution of ozone in the atmosphere. Proc. Roy. Soc., 1934, vol. A145, p. 416-446.

19. Komhyr W.D., Mateer C.L., Hudson R.D. Effective Bass-Paur 1985 Ozone Absorption Coefficients for Use With Dobson Ozone Spectrophotometers. J. Of Geophys. Res., 1993, vol. 98, № D11, p. 20, 451-20, 465.

20. McElroy C.T., Kerr J.B. Table Mountain ozone intercomparison: Brewer ozone spectrophotometer Umkehr observations. J. Of Geophys. Res. 1995, vol. 100, № D5, p. 9 293-9 300.

21. Bass A.M., Paur R.J. The ultraviolet cross-sections of ozone, I, The measurements. Atmospheric Ozone, Preceedings of the Quadrennial Ozone Symposium., 1985, p. 606-610.

22. Paur R.J., Bass A.M. The ultraviolet cross-section of ozone, II, Results and temperature dependence. Atmospheric Ozone, Preceedings of the Quadrennial Ozone Symposium. 1985, p. 611-616.

23. Mateer C.L., DeLuisi J.J. A new Umkehr inversion algorithm. J. Atmos. Terr. Phys., 1992, vol. 54, p. 537-556.

24. Dütsch H.V. Vertical ozone distribution over Arosa. Final report. Ozone and General Circulation in the stratosphere. Lichtklimatisches Observ., Arosa, 1959.

25. Dütsch H.V. Vertical ozone distribution from Umkehr observations. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol., 1959. Ser. A. Vol. 11, p. 240-251.

26. Mateer C.L., Dütsch H.V. Uniform evaluation of Umkehr observations from the World Ozone Network. Part I, Proposed standard evaluation technique. 1964, Nat. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colo.

27. Dave J.V. Multiple scattering in a nonhomogeneous Rayleigh atmosphere. J. Atmos. Sci., 1964, vol. 22, p. 273-279.

28. Bibby J.B. The accuracy of Umkehr calculations. In Proc. Ozone Symp. Albuquerque. 1964. Geneva, 1965, p. 19.

29. Phillips D.L. A Technique for the Numerical Solution of Certain Integral Equation of the First Kind. J. Of the Assoc. For Comput. Mach., 1962, vol. 9, № 1, p. 84-97.

30. Twomey S. On the Numerical Solution of Fredholm Integral Equations of the First Kind by the Inversion of the Linear System Produced by Quadrature. J. Of the Assoc. For Comput. Mach., 1963, vol. 10, № 1, p. 97-101.

31. Strand O.N., Westwater E.R. Statistical Estimation of the Numerical Solution of a Fredholm Integral Equation of the First Kind. J. Of the Assoc. For Comput. Mach., 1968, vol. 15, № 1, p. 100-114.
32. Rodgers C.D. Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation. Rev. Geoph. 1976, vol. 14, p. 609-624.
33. The Fifth Biennial WMO Consultation on Brewer Ozone and UV Spectrophotometer operation, calibration and data reporting. 1998, № 139, 65 p.
34. Mateer C.L., Dütsch H.V., Staehelin J., DeLuisi J.J. Influence of a priori profiles on trend calculations from Umkehr data. J. Geophys. Res., 1996, vol. 101, № D11, p. 16 779-16 787.
35. DeLuisi J.J. Umkehr Vertical Ozone Profile Errors Caused by Presens of Stratospheric Aerosols. J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, № C4, p. 1 766-1 770.
36. DeLuisi J.J. Shortened version of the Umkehr method for observing the vertical distribution of ozone. Appl. Opt., 1979, vol. 18, № 18, p. 3 190-3 197.
37. Отчет по НИР «Мониторинг озоновой и аэрозольной компонентов в верхней тропосфере и стратосфере (этап 2005 г.)», НАН РБ, Институт физики им. Б.И. Степанова НАН РБ, Минск, 2006.
38. Gibson A.J. Ultraviolet laser sounding of the troposphere and lower stratosphere / A.J. Gibson, and L. Thomas // Nature. – 1975. – V. 256. – P. 561-563.
39. Megie G. Vertical profile of stratospheric ozone by lidar sounding from the ground / G. Megie, Y. Allain, M.L. Chanin, and J.E. Blamont, J.E. // Nature. – 1997. – V. 270. – P. 329-331.
40. Stefanutti L. The antarctic ozone LIDAR system / L. Stefanutti [et al] // Appl. Phys. B 55. – 1992. – P. 3-12.
41. Eisele H. Secondary generation of the IFU Stationary tropospheric ozone lidar / H. Eisele, and T. Trickl, T // Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar. – Springer Verlag. Berlin-Heidelberg-New York. 1996. – P. 379-3782.
42. Wulfmeyer W. Singl-mode all-solid state water-vapor and Temperature DIAL system / W. Wulfmeyer, and J. Bösenberg // Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar. - Springer Verlag. Berlin-Heidelberg-New York. 1996. – P. 305-308.
43. Philbrick C.R. Raman lidar descriptions of lower atmosphere processes // Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences, Reviewed and revised papers at the twenty-first International Laser Radar Conference (ILRC21), Quebec, Canada, 8-12 July 2002. – 2002. – P. 535-544.
44. Strategy for the Implementation of the Global Atmosphere Watch Programme (2001-2007). WMO TD: 2001 - No 1077, – 72 p. (<http://www.wmo.ch/web/arep/reports/gaw142.pdf>).
45. Holben B.N., et al. AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterization / B.N. Holben [et al.]. // Remote Sens. Environ. – 1998. – V. 66. – P. 1-16.
46. NDSC. Network for the Detection of Stratospheric Change. – 2001, – 27 p. (<http://www.ndsc.ncep.noaa.gov/NDSCbrochure.pdf>).
47. Bösenberg J. EARLINET-A European aerosol research lidar network / J. Bösenberg, [et al.]. // Advances in Laser Remote sensing, Selected papers 20th Int.

Laser Radar Conference (ILRC), Vichi, France, 10-14 July 2000 / edited by A. Dabas, Cl. Loth and J. Pelon. - Polytechnique, France, 2001. – P. 155-158.

48. Murayama T. Lidar Network observation of Asian dust / T. Murayama [et al.]. // *Advances in Laser Remote sensing, Selected papers 20th Int. Laser Radar Conference (ILRC), Vichi, France, 10-14 July 2000* / edited by A. Dabas, Cl. Loth and J. Pelon. – Polytechnique, France, 2001. – P. 169-177.

49. Chaikovsky A. Lidar System for Atmospheric Pollution Monitoring with Tunable Lasers at the Ultraviolet, Visible and Infrared Spectral Regions / A. Chaikovsky [et al.] // *20th International Laser Radar Conference. Conference abstracts*, – 2000.

50. Иванов А.П. Лидарная система дистанционного мониторинга загрязнения атмосферы на основе лазеров в ультрафиолетовом, видимом и инфракрасном диапазонах / А.П.Иванов, [et al.] // *Материалы Международного семинара “Конверсия научных исследований в Беларуси в рамках деятельности МНТИЦ” Часть 1, Минск, May 17-22. – Минск: ИФ НАНБ, 1999. – С. 143-148.*

51. Ivanov A.P. Optical monitoring of stratospheric aerosol and ozone in Belarus / A.P.Ivanov, A.N.Krasovski, A.M.Lioudchik, F.P.Osipenko, L.N.Tirishchev, A.P.Chaikovsky, V.N.Shcherbakov // *Lithuanian Journal of Physics*. – 1999. – V. 39. - No. 4-5. – P. 417-427.

52. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. – М.: Мир, 1987.

53. Тихонов А.Н. Методы решения некорректных задач / А.Н. Тихонов, В.А. Арсенин. – М: Наука, 1979. – 288 с.

54. SPARC/IOA/GAW. Assessment of Trends in the Vertical Distribution of Ozone // *WMO Global ozone research and monitoring Project report No. 43, May 1998. – P. 289.*

55. C.Rada, A.Sima, M.Caian. Ozone profile fitted to Bucharest measured data. NIMH.

56. U. Platt. Differential Optical Absorption Spectroscopy Principles and Applications / U. Platt, J. Stutz . – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2008. – 597 с.