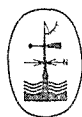


Лазерное зондирование атмосферы из космоса

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук
В. М. Захарова



Ленинград Гидрометеиздат 1988

***В. М. Захаров, О. К. Костко, Л. Н. Барич,
Г. М. Крученицкий, В. С. Портасов***

Рецензенты: д-р физ.-мат. наук *В. В. Фадеев*
(физический факультет МГУ),
канд. техн. наук *В. А. Смеркалов* (Институт прикладной гео-
физики имени академика Федорова Е. К.)

Рассматриваются основные возможности метеорологической лазерной локации для исследования атмосферы с космических аппаратов. Анализируются экспериментальные данные измерений газов, аэрозоля, характеристик облачности, метеопараметров с использованием лазерных методов.

Рассчитана на специалистов в области лазерных исследований атмосферы, физиков, геофизиков, а также на специалистов, работающих в смежных областях науки и техники. Книга может быть полезна студентам старших курсов и аспирантам университетов и технических институтов.

In the book by V. M. Zakharov, O. K. Kostko, L. N. Birich, G. M. Kruchennitsky, V. S. Portasov «The laser radar measurements of the atmosphere from spacecrafts» considered are the basic potentials of meteorological laser radar measurements for the investigation of the atmosphere from spacecrafts. Analysed are experimental data on gas, aerosol, characteristics of clouds, meteorological parameters measurements using laser methods.

This book is meant for specialists in the field of laser atmospheric research, physicists, geophysicists, as well as for experts engaged in the related fields of science and engineering. The book may be of use to senior students and post-graduates of universities and technical institutes.

Л 1903040000-065
069(02)-88 17-88

ISBN 5—286—00050—9

© Гидрометеониздат, 1988 г.

Предисловие

Развитие космической техники стимулировало создание и успешное использование космических метеорологических систем в Советском Союзе, США, Японии, странах Западной Европы. Приборы, устанавливаемые на искусственных спутниках Земли (ИСЗ), позволяют получать сведения о состоянии облачности, ледовой обстановке, тепловом режиме, следить за эволюцией циклонов, фронтальных систем, зон конвергенции и т. п. Спутниковая информация используется для уточнения данных синоптических карт и особенно эффективно для прогноза погоды в районах с редкой сетью метеостанций, а также для слежения за смещением тропических циклонов и для ледовой разведки. По оценкам [26], применение глобальной космической метеорологической системы в различных отраслях мирового хозяйства приведет к экономии до 60 млрд. дол. в год.

Перспективным является использование метеорологических ИСЗ для исследований радиационного баланса Земли, играющего наиболее существенную роль в формировании климата. На изменения радиационного баланса оказывают влияние глобальные круговороты тепла и влаги, обусловленные взаимодействием атмосферы и Мирового океана, а также облачность, различного происхождения аэрозоли и газовые составляющие, которые поглощают лучистые потоки тепла в различных областях спектра.

В связи с этим в последние годы разработаны методы, созданы и создаются новые спутниковые приборы, позволяющие получить информацию о температуре поверхности океана, количестве и высоте верхней границы облаков (ВГО), средней относительной влажности верхней тропосферы, векторе скорости ветра (по движению облачности); общем влагосодержании атмосферы.

Определение перечисленных параметров осуществляется в основном с помощью различных радиометров, хотя разрабатываются и другие типы аппаратуры (СВЧ-сканеры, радиовысотомеры). Указанным вопросам посвящено большое количество научных публикаций и сообщений, а в последние годы и обстоятельных монографий (например, монография К. Я. Кондратова и В. В. Козодерова [63]).

Совершенно очевидно, что для многих научных и прикладных задач физики атмосферы, прогноза погоды и климата, исследований масштабов воздействия человека на окружающую среду и др. необходимы более полные и детальные сведения

о различных характеристиках атмосферы. Для получения таких сведений с ИСЗ целесообразно использовать и другие методы и приборы, в том числе основанные на активном зондировании атмосферы в различных диапазонах частот.

К числу методов активного зондирования относится лазерная локация атмосферы, которая возникла в начале 60-х годов и в дальнейшем получила широкое развитие. Опубликованные в последние годы монографии В. Е. Зуева [43, 92], В. М. Захарова и О. К. Костко [40, 66], зарубежных авторов [76, 152] достаточно полно освещают самые различные аспекты лазерных исследований атмосферы. Представленные в этих монографиях и других многочисленных публикациях результаты свидетельствуют об успешном использовании лазеров и лазерных локаторов (лидаров) для измерений газового и аэрозольного состава различных слоев атмосферы, характеристик облаков, туманов, термодинамических параметров, скорости и направления ветра и т. д. Практически все перечисленные измерения осуществлены с поверхности Земли, но нет никаких принципиальных ограничений для проведения аналогичных экспериментов из космоса. Более того, в некоторых случаях, например при исследованиях верхних слоев атмосферы, зондирование из космоса может проводиться в любых условиях из-за отсутствия на трассе измерений облаков нижнего яруса.

Развитие космической лазерной локации до последних лет сдерживалось прежде всего техническими причинами. Уже первые расчеты, определившие возможность использования лазеров на ИСЗ с целью получения метеорологической информации [65], показали, что для надежного детектирования сигнала обратного рассеяния потенциал лидара должен быть значительно увеличен. В свою очередь это приводит к большому апертурам оптических антенн, высокоэнергетичным источникам излучения, росту потребляемой мощности. Кроме того, космическая техника требует высокой надежности функционирования аппаратуры, совершенной автоматизации сбора и обработки данных, устройств передачи и приема информации с ИСЗ.

Совершенствование систем лазерной локации и прогресс космической техники позволяют надеяться, что в ближайшие годы начнутся первые эксперименты, а затем и опытная эксплуатация лидаров в космических метеорологических системах. Состояние вопроса в каждой конкретной области использования лидаров, установленных на ИСЗ, обсуждается в соответствующих разделах глав предлагаемой книги.

Так как со времени публикации последних монографий по лазерным исследованиям атмосферы прошло несколько лет,

авторы попытались представить последние, наиболее существенные экспериментальные результаты, полученные в СССР и за рубежом. В некоторых случаях было необходимо рассмотреть и основные теоретические вопросы, связанные с определением различных параметров атмосферы с использованием лазеров. По мнению авторов, изложение этих вопросов позволяет детальнее рассмотреть основную проблему — возможность использования лидаров в космических метеорологических системах, очередность разработки и создания спутниковой аппаратуры, трудности, возникающие при этом, и пути их преодоления. По сути дела, все перечисленные вопросы и легли в основу книги, предназначенной не только для специалистов в области лазерного зондирования, но и для исследователей смежных областей науки и техники.

Предисловие и заключение книги написаны В. М. Захаровым и О. К. Костко, главы 1, 2 — В. М. Захаровым и Л. Н. Биричем, главы 3, 6 — О. К. Костко (п. 6.1.2 совместно с В. М. Захаровым, п. 6.4 — с Г. М. Крученицким), глава 4 — О. К. Костко и Г. М. Крученицким, глава 5 — В. С. Портасовым (п. 5.3 совместно с О. К. Костко).

Авторы приносят глубокую благодарность рецензентам книги д-ру физ.-мат. наук В. В. Фадееву и канд. техн. наук В. А. Смеркалову, внимательно прочитавшим рукопись и сделавшим ценные замечания.

Вся техническая работа по подготовке рукописи выполнена Т. И. Денисовой, которой авторы выражают искреннюю благодарность.

Глава 1. Общая характеристика и особенности использования дистанционных методов и аппаратуры зондирования атмосферы с ИСЗ

Большая часть сведений о состоянии земной атмосферы с ИСЗ получена с помощью пассивных дистанционных методов, использующих данные об электромагнитном излучении атмосферы, либо взаимодействующего с ней излучения Солнца, Луны, звезд. Различным методическим вопросам и разработанной бортовой аппаратуре посвящено большое число публикаций, обобщенных в обзорных работах и монографиях [10, 22, 25, 27, 33, 52—55, 58—60, 63, 79, 85]. Краткое рассмотрение основных, полученных в этом направлении результатов приведено в последующих разделах главы. Публикация здесь таких данных представляется целесообразной для сравнения пассивных спутниковых методов и аппаратуры и критической оценки возможностей лидарных измерений параметров атмосферы с ИСЗ.

В п. 1.4 рассматриваются основные требования к точности определения параметров атмосферы и необходимому пространственно-временному масштабу измерений. Эти требования разработаны специалистами для прогноза погоды и климата. Знание таких требований необходимо разработчикам бортовой аппаратуры метеорологического и геофизического назначения. В противном случае интеллектуальные и материальные затраты могут быть не оправданы, и созданная аппаратура лишь продемонстрирует свою работоспособность.

При использовании дистанционных методов зондирования атмосферы с ИСЗ необходимо учитывать большую скорость движения и конечную точность ориентации ИСЗ в пространстве, детерминированность траектории полета, влияние околоземного пространства на работу спутниковой аппаратуры. Поэтому в данной главе приведены общие сведения об орбитальном движении ИСЗ, пространственно-временной привязке данных зондирования, фоновом излучении в околоземном пространстве. Отметим, что перечисленным вопросам посвящено много публикаций, однако здесь на них следует кратко остановиться для лучшего восприятия последующего материала.

1.1. Элементы и типы орбит ИСЗ

Для определения положения ИСЗ в пространстве относительно Земли используется понятие небесной сферы — воображаемой сферы произвольного радиуса, центр которой совпадает с центром Земли (рис. 1.1). Прямая, проходящая через центр небесной сферы параллельно оси вращения Земли, называется осью мира. Большой круг, по которому пересекается плоскость, перпендикулярная оси мира, называется небесным экватором. На определенную таким образом небесную сферу проектируется орбита ИСЗ. В простейшем случае невозмущенного движения полагают, что на ИСЗ действует только сила гравитационного притяжения, сосредоточенная в центре Земли, которая считается сферой. Тогда при движении ИСЗ вокруг Земли орбита в общем случае является эллипсом, один из фокусов которого находится в центре небесной сферы. Точки

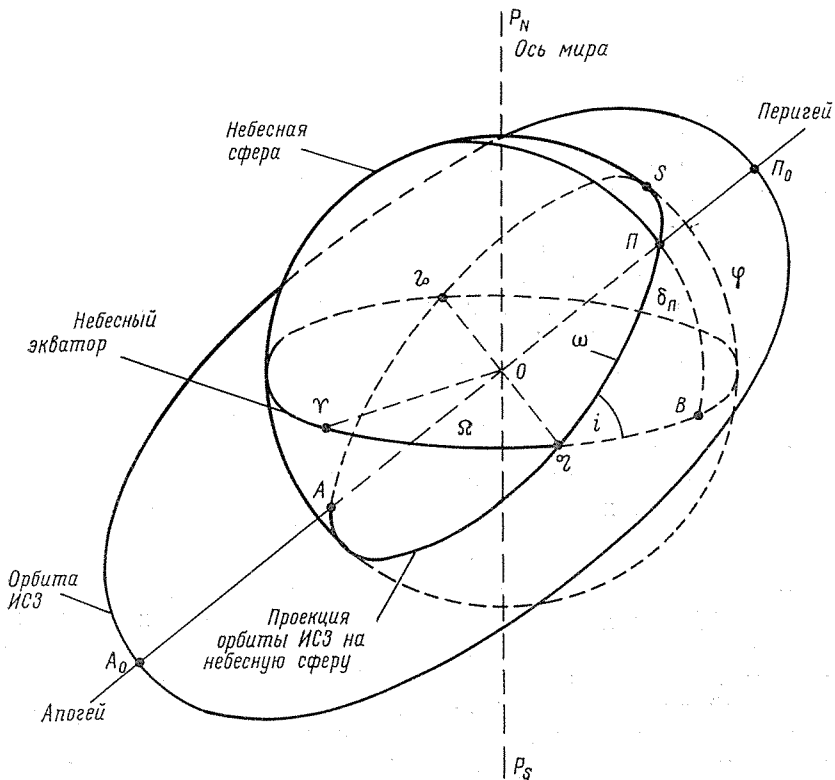


Рис. 1.1. Небесная сфера и элементы орбиты ИСЗ [27].

пересечения фокальной оси с орбитой называются апогеем A_0 и перигеем P_0 . Проекция орбиты на небесную сферу представляет собой круг, точки пересечения которого Ω и ϑ с плоскостью экватора называются узлами орбиты. Восходящим узлом орбиты считают точку Ω , в которой ИСЗ переходит из южного полушария в северное. Нисходящим узлом является противоположная точка ϑ . Линия, соединяющая точки Ω и ϑ , называется линией апсид. Положение орбиты относительно небесной сферы определяется элементами орбиты, которые называются долготой восходящего узла Ω и наклоном орбиты i . Долгота Ω — угол, расположенный в экваториальной плоскости, отсчитывается от направления точки весеннего равноденствия Υ до линии узлов $\Omega \vartheta$.

Угол i между плоскостями экватора и плоскостью орбиты отсчитывается от плоскости экватора против часовой стрелки для наблюдателя, находящегося в точке Ω . Угловое положение перигея P_0 от восходящего узла, определяющее ориентацию эллипса в плоскости орбиты, зависит от склонения перигея δ_{Π} , либо углового расстояния ω (аргумента перигея) и отсчитывается в направлении движения.

Ряд параметров определяет форму и геометрические размеры орбиты. Для эллиптической орбиты такими параметрами являются величина большой полуоси a и эксцентриситет e , для круговой — высота полета ИСЗ.

По величине наклона i орбиты делятся на экваториальные, наклонные и полярные. Экваториальные орбиты характеризуются наклоном $i=0$. Для наклонных орбит $i < 90^\circ$, а для полярных $i \approx 90^\circ$. Полярные орбиты проектируются практически на всю поверхность Земли, наклонные — в пределах широт $\Delta\varphi$, равных наклонению орбит, т. е. $\Delta\varphi = \pm i$. Экваториальные орбиты всегда находятся в плоскости экватора.

В зависимости от высоты орбиты ИСЗ условно можно подразделить на низкие, средние и высокие. Низкими считаются орбиты, высоты которых лежат в пределах 200—500 км, средними — в пределах 500—2000 км, высокими — около 36 000 км. При невозмущенном движении орбиты ИСЗ не должны изменяться в пространстве и времени. Движение по реальным орбитам определяется дополнительными факторами.

Для ИСЗ, находящихся на низких и средних орбитах, кроме силы притяжения, основное влияние оказывает несферичность Земли и сопротивление атмосферы. Земля представляет собой сложную фигуру — геоид, которая в ряде случаев может быть аппроксимирована эллипсоидом вращения. Возмущения, вызываемые несферичностью геоида и сопротивлением атмосферы, определяют отклонение от невозмущенного движения. Под действием этих возмущений плоскость орбиты пово-

рачивается вокруг оси вращения Земли, причем узлы орбиты перемещаются вдоль экватора. Это смещение, называемое прецессией, зависит от наклона и высоты орбиты. Используя прецессию, можно обеспечить наблюдения на границе земных дня и ночи (сумеречные орбиты), а также наблюдения над определенными районами Земли в одно и то же время (солнечно-синхронные орбиты).

Кроме прецессии, под действием указанных сил происходит вращение линии апсид, изменение радиального расстояния, периода обращения и наклона орбиты. Выражения для элементов орбиты с учетом действия возмущающих сил, приведены, например, в монографии [26].

С высотой орбиты тесно связано время существования ИСЗ. Для низких и средних орбит это время определяется в основном торможением за счет сопротивления воздуха. На высотах, достигающих нескольких тысяч километров, основным возмущающим фактором является влияние Луны и Солнца. Во многих случаях этим влиянием можно пренебречь и считать, что ИСЗ постоянно обращается вокруг Земли.

Если период обращения ИСЗ, находящегося на круговой экваториальной орбите, совпадает с периодом вращения Земли вокруг своей оси, движущийся по такой орбите ИСЗ остается неподвижным для наблюдателя, находящегося на Земле. Такие орбиты называются геостационарными и их высота составляет примерно 36 000 км. Наклоном и высотой орбиты определяется периодичность обзора Земли, связанная со смещением проекции орбиты на поверхность относительно положения, соответствующего предыдущему витку. Это смещение зависит от угла, на который поворачивается Земля за один оборот спутника.

Орбиты метеоспутников должны удовлетворять ряду требований: обеспечивать заданные полосу, периодичность и детальность обзора земной поверхности, определенное время существования, оптимальные условия функционирования установленной аппаратуры дистанционного зондирования атмосферы. Наиболее удобными для зондирования атмосферы являются круговые или близкие к круговым орбиты. При движении по таким орбитам обеспечивается и одинаковая периодичность обзора поверхности, а также упрощается обработка и анализ спутниковой информации. Для получения детальной информации из отдельных районов, для отработки методик и аппаратуры дистанционного зондирования атмосферы используются ИСЗ, функционирующие на низких орбитах с наклоном 50—70°. К таким ИСЗ относятся экспериментальные спутники серии «Космос», орбитальные космические станции (ОКС), космические аппараты (КА) многоразового действия.

Глобальные наблюдения за параметрами атмосферы осуществляются на полярных круговых орбитах, высоты которых лежат в пределах 600—1500 км. Некоторые типы этих орбит являются солнечно-синхронными либо сумеречными. Средние орбиты используются для оперативных ИСЗ «Метеор», «Нimbus», «Тайрос» и др.

Для обеспечения наблюдений над всей территорией Земли с низких и средних орбит, необходима система ИСЗ, запускаемых таким образом, чтобы плоскости орбит были смещены по долготам восходящих узлов. Для системы из двух оперативных ИСЗ серии «Метеор» восходящие узлы орбит должны отличаться на 90° по долготе, для трех — на 60° . С увеличением числа ИСЗ возрастает частота обзора и, следовательно, оперативность спутниковой информации.

С целью обеспечения непрерывного слежения за параметрами атмосферы практически со всего земного шара, используются ИСЗ, находящиеся на геостационарных орбитах. С помощью геостационарных ИСЗ обеспечивается большая оперативность сбора и преобразования метеоинформации, синхронность получения данных из районов Земли, удаленных на значительные расстояния. Геостационарные ИСЗ, кроме обзора земной поверхности, используются для сбора и передачи информации с оперативных метеоспутников, стационарных и подвижных (самолеты, корабли и т. п.) метеоплатформ. В настоящее время функционируют геостационарные ИСЗ типа «Метеосат», ГОЕС и «Химавари» [10, 27]. Два американских спутника ГОЕС обеспечивают наблюдения всей территории США и прилегающих к ней областей Тихого и Атлантического океанов. Европейский спутник «Метеосат» располагается над Гринвичским меридианом и позволяет осуществлять обзор территории Европы, Ближнего Востока и Африки. Японский спутник «Химавари» обеспечивает обзор пространства в пределах 140 — 150° от точки «стояния» (140° в. д.). В настоящее время завершаются работы по созданию отечественного геостационарного спутника [27].

1.2. Пространственно-временная привязка данных зондирования

Пространственная или географическая привязка данных дистанционного зондирования состоит в определении положения зондируемого объема атмосферы в системе координат, связанной с Землей. Временная привязка заключается в определении момента времени измерения.

При пространственной привязке изображений определяют широту $\varphi^в$ и долготу $\lambda^в$ точки визирования, которая образуется

при пересечении оптической оси прибора, регистрирующего изображение, с поверхностью геоида.

В качестве системы координат, связанной с Землей, обычно выбирают абсолютную геоцентрическую систему, часто называемую Гринвичской. Центр этой системы совпадает с центром эллипсоида, аппроксимирующего геоид (рис. 1.2). Ось OZ_r направлена вдоль оси вращения Земли в сторону Северного полюса, ось OX_r — в точку весеннего равноденствия Υ , а ось OY_r — дополняет систему до правой. Направление визирования определяется в системе конструктивных осей ИСЗ, центр которой совпадает с его центром масс.

Ориентация конструктивных осей в пространстве определяется относительно так называемой подвижной системы координат. Начало подвижной системы также совпадает с центром масс космического корабля P^k , ось P^kY_0 располагается по радиусу-вектору OP^k и направлена от центра геоцентрической системы $P^kX_rY_rZ_r$, ось P^kX_0 направлена в сторону движения ИСЗ, а ось P^kZ_0 дополняет систему до правой. Углы тангажа, крена и рыскания θ , γ , ψ учитывают повороты конструктивной системы координат соответственно вокруг осей P^kZ_0 , P^kX_0 , P^kY_0 подвижной системы. Положительное направление углов θ , γ , ψ отсчитывается против часовой стрелки.

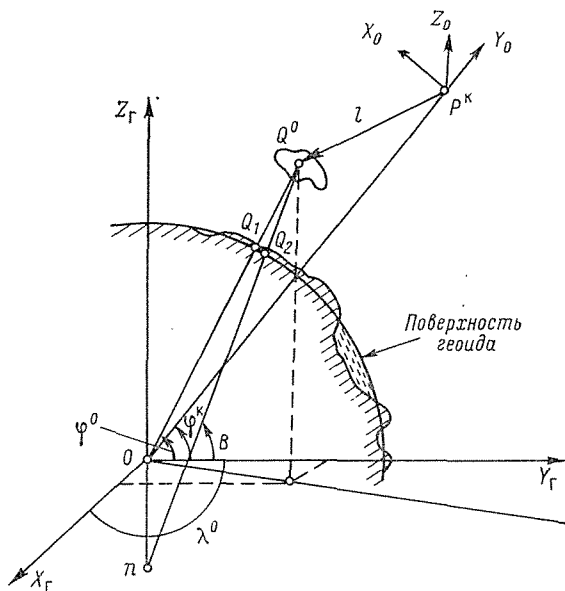


Рис. 1.2. Пространственная привязка зондируемого метеорообъекта с ИСЗ.

Определение широты φ^B и долготы λ^B точки визирования сводится к определению координат точки пересечения луча визирования с поверхностью эллипсоида. Связь направляющих косинусов c', d', l' в геоцентрической системе координат с направляющими косинусами c, d, l луча в системе конструктивных осей ИСЗ записывается [26] в виде

$$\begin{pmatrix} c' \\ d' \\ l' \end{pmatrix} = |A| |B| \begin{pmatrix} c \\ d \\ l \end{pmatrix}, \quad (1.1)$$

где $|B|$ — матрица перехода от системы конструктивных осей к подвижной орбитальной системе,

$$|B| = \begin{vmatrix} \cos \psi \cos \theta; & \cos \psi \sin \theta; & -\sin \psi \\ -\cos \gamma \sin \theta + & \cos \gamma \cos \theta + & \\ + \sin \gamma \sin \psi \cos \theta; & + \sin \gamma \sin \psi \sin \theta; & \sin \gamma \cos \psi \\ \cos \gamma \sin \psi \cos \theta + & \cos \gamma \sin \psi \sin \theta - & \\ + \sin \gamma \sin \theta; & -\sin \gamma \cos \theta; & \cos \gamma \cos \psi \end{vmatrix}. \quad (1.2)$$

С помощью матрицы $|A|$ осуществляется переход от подвижной системы координат к абсолютной геоцентрической. Элементы $|A|$ могут быть выражены [26] через широту B_s и долготу L_s подспутниковой точки и азимут A_v вектора абсолютной скорости ИСЗ следующим образом:

$$A_{11} = -\sin A_v \sin L_s - \cos A_v \sin B_s \cos L_s,$$

$$A_{12} = \cos A_v \sin L_s - \sin A_v \sin B_s \cos L_s,$$

$$A_{13} = \cos B_s \cos L_s,$$

$$A_{21} = \sin A_v \cos L_s - \cos A_v \sin B_s \sin L_s,$$

$$A_{22} = -\cos A_v \cos L_s - \sin A_v \sin L_s \sin B_s,$$

$$A_{23} = \cos B_s \sin L_s,$$

$$A_{31} = \cos B_s \cos A_v,$$

$$A_{32} = \sin A_v \cos B_s,$$

$$A_{33} = \sin B_s. \quad (1.3)$$

Для круговых орбит элементы матрицы $|A|$ могут быть определены через элементы орбиты:

$$\begin{aligned} A_{11} &= \cos \Omega \cos \omega - \sin \Omega \cos i \sin \omega, \\ A_{12} &= -\cos \Omega \cos \omega - \sin \Omega \cos i \cos \omega, \\ A_{13} &= -\sin \Omega \sin i, \\ A_{21} &= \sin \Omega \cos \omega + \cos \Omega \cos i \sin \omega, \\ A_{22} &= -\sin \Omega \cos \omega + \cos \Omega \cos i \cos \omega, \\ A_{23} &= \cos \Omega \sin i, \\ A_{31} &= \sin \omega \sin i, \\ A_{32} &= \cos \omega \sin i, \\ A_{33} &= -\cos i. \end{aligned} \quad (1.4)$$

Выражения для направляющих косинусов в конструктивной системе координат определяются законом сканирования, используемым в спутниковой аппаратуре.

Наиболее распространенным является равномерное сканирование в плоскости $P^k Y_0 Z_0$, перпендикулярной к направлению полета ИСЗ. Положительное направление угла сканирования k отсчитывается от оси $P^k Y_0$ к $P^k Z_0$ против часовой стрелки. Среднее направление луча визирования совпадает с направлением оси $P^k Z_0$. При таком способе сканирования направляющие косинусы выражаются соотношениями:

$$c=0, \quad d=\sin k, \quad l=-\cos k. \quad (1.5)$$

Координаты X, Y, Z точки пересечения находятся совместным решением уравнения эллипсоида и прямой, имеющей заданное направление c', d', l' и проходящей через заданную точку X_s, Y_s, Z_s — центр тяжести ИСЗ:

$$\begin{aligned} \frac{X^2 + Y^2}{a^2} + \frac{Z^2}{b^2} &= 1, \\ \frac{X - X_s}{c'} &= \frac{Y - Y_s}{d'} = \frac{Z - Z_s}{l'}. \end{aligned} \quad (1.6)$$

При аппроксимации Земли шаром радиуса R для нулевых углов ориентации координаты точки визирования i определяются следующими соотношениями:

$$\varphi_i^B = \arcsin(\cos \sigma \sin B_s + \sin \sigma \cos B_s \sin A_v), \quad (1.7)$$

$$\lambda_i^B = L_s \pm \arcsin \left(\sin \sigma_i \frac{\cos A_v}{\cos \varphi_i^B} \right), \quad (1.8)$$

$$\sigma_i = \arcsin \left(\frac{H^c + R}{R} \sin k_i \right) - k_i. \quad (1.9)$$

Для круговой орбиты

$$B_s = \arcsin(\sin ut \sin i), \quad (1.10)$$

$$L_s = \Omega_0 + \arccos\left(\frac{\cos ut}{\sin B_s}\right) + \omega_s t, \quad (1.11)$$

где u — средняя угловая скорость движения ИСЗ, ω_s — угловая скорость вращения Земли; Ω_0 — долгота восходящего узла.

По полученным в геоцентрических координатах значениям широты φ^B и долготы λ^B точки визирования производится переход к картографическим координатам. Линейная погрешность пространственной привязки, соответствующая угловой погрешности определения широты и долготы точки визирования, может изменяться в широких пределах — от 1 до 30 км и более.

Для пространственной привязки трехмерных полей метеопараметров атмосферы необходимо, кроме широты и долготы, определять высоту H^o зондируемого объема. Высота H^o обычно отсчитывается от среднего уровня морской поверхности (поверхности геоида). Методика высотной привязки данных дистанционного зондирования атмосферы с ИСЗ зависит от используемых методов. Наибольшее распространение в настоящее время получили спутниковые методы пассивного дистанционного зондирования (см. п. 1.5).

В одних методах пассивного зондирования высотная привязка основана на спектральной зависимости регистрируемого излучения от высоты зондируемого объема атмосферы. Точность восстановления высотных профилей метеопараметров при этом невелика и в лучшем случае составляет несколько километров. В ряде других пассивных методов точность высотной привязки результатов зависит от погрешностей определения высоты полета, ориентации и стабилизации ИСЗ, погрешности определения зенитных углов Солнца и направления визирования. Достигнутая точность определения высоты зондируемых метеообразований составляет около 1 км.

Следует отметить, что вопросы высотной привязки данных дистанционного зондирования разработаны недостаточно. Практически отсутствуют оценки точности определения высоты метеообразований при использовании радиолокационных и лазерных методов зондирования атмосферы с ИСЗ. Один из возможных способов высотной привязки данных лазерного зондирования атмосферы предложен в работе [17]. Полагая, что геоид аппроксимируется эллипсоидом вращения, а орбита ИСЗ круговая, высота метеообъекта (точка Q^o на рис. 1.2) над поверхностью эллипсоида определяется из соотношения

$$H^o = OQ^o \cos \varphi^o / \cos B^o = nQ_2 \quad (1.12)$$

OQ° выражается через координаты точки Q° в абсолютной системе следующим образом:

$$OQ^\circ = \rho^\circ = \sqrt{(X_r^\circ)^2 + (Y_r^\circ)^2 + (Z_r^\circ)^2}. \quad (1.13)$$

В той же системе координат для φ° справедливо выражение

$$\varphi^\circ = \arcsin(Z_r^\circ/\rho^\circ). \quad (1.14)$$

Для геоида, аппроксимированного эллипсоидом вращения, известна величина nQ_2 , называемая радиусом кривизны первого вертикала:

$$nQ_2 = N(B^\circ) \approx 6378,245 \text{ (км)} + 21,346 \sin^2 B^\circ \text{ (км)} + \\ + 0,108 \sin^4 B^\circ \text{ (км)}, \quad (1.15)$$

а связь B° и φ° определяется приближенным соотношением

$$B^\circ \approx \arctg(1,006738 \tg \varphi^\circ). \quad (1.16)$$

Используя (1.16) можно выразить $\sin B^\circ$ и $\cos B^\circ$, входящие в формулы (1.12) и (1.15), через $\sin \varphi^\circ$ и $\cos \varphi^\circ$:

$$\sin B^\circ \approx 1,0067 \sin \varphi^\circ - 0,006806 \sin^3 \varphi^\circ, \quad (1.17)$$

$$\cos B^\circ \approx \cos \varphi^\circ (1 - 0,006707 \sin^2 \varphi^\circ + 0,228 \cdot 10^{-4} \sin^4 \varphi^\circ). \quad (1.18)$$

Таким образом, высота H° может быть выражена через геоцентрические координаты X_r° , Y_r° , Z_r° .

Геоцентрические координаты точки Q° определяются через координаты X_K° , Y_K° , Z_K° той же точки в системе конструктивных осей ИСЗ следующим образом:

$$\begin{vmatrix} X_r^\circ \\ Y_r^\circ \\ Z_r^\circ \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} a \\ b \\ c \end{vmatrix} + |C| \begin{vmatrix} X_K^\circ \\ Y_K^\circ \\ Z_K^\circ \end{vmatrix}. \quad (1.19)$$

Координаты a , b , c определяются через элементы матрицы $|A|$ (см. формулу (1.4)) и расстояние ρ° от центра геоцентрической системы до ИСЗ, следующим образом [27]:

$$a = A_{12}\rho^\circ, \quad b = A_{22}\rho^\circ, \quad c = A_{32}\rho^\circ. \quad (1.20)$$

При аппроксимации геоида эллипсоидом вращения справедливо следующее приближенное выражение для ρ° [15]:

$$\rho^\circ \approx 6378,245 \text{ (км)} - 21,489 \sin^2 B_s + 0,107 \sin^4 B_s + H^c, \quad (1.21)$$

где B_s и H^c — геоцентрические широта и высота ИСЗ.

Матрица

$$|C| = |A| |B|, \quad (1.22)$$

где элементы матриц $|A|$ и $|B|$ определяются формулами (1.2) и (1.4).

При сканировании в плоскости PY_0Z_0 в системе конструктивных осей ИСЗ координаты

$$X_K^0 = 0, \quad Y_K^0 = l \sin k, \quad Z_K^0 = -l \cos k, \quad (1.23)$$

где l — расстояние PQ^0 от ИСЗ до зондируемого метеобъекта Q^0 .

Используя формулы (1.12) — (1.22) после преобразований получаем следующие выражения для H^0 и φ^0 :

$$\begin{aligned} H^0 &\approx (1 + 6,71 \cdot 10^{-3} \sin^2 \varphi^0 - 2,28 \cdot 10^{-5} \sin^4 \varphi^0) \times \\ &\times \sqrt{(\rho^c - D_{21}l)^2 + l^2 (D_{11}^2 + D_{31}^2)} - N(\varphi^0), \\ \varphi^0 &= \arcsin \frac{[(\rho^c - D_{21}l) \sin i \sin \omega + l (D_{11} \sin i \cos \omega + D_{31} \cos i)]}{\sqrt{(\rho^c - D_{21}l)^2 + l^2 (D_{11}^2 + D_{31}^2)}}. \end{aligned} \quad (1.24)$$

(1.25)

Для коэффициентов D_{11} , D_{21} , D_{31} получены выражения:

$$\begin{aligned} D_{11} &= \cos k (-\sin \psi \cos \theta + \cos \psi \sin \gamma \sin \theta) + \\ &+ \sin k (\cos \psi \sin \psi \cos \gamma + \sin \gamma \sin \psi), \\ D_{21} &= \cos k (\cos \gamma \cos \theta + \sin \gamma \sin \psi \sin \theta) + \\ &+ \sin k (\cos \gamma \sin \psi \sin \theta - \sin \gamma \cos \psi), \\ D_{31} &= \cos k \sin \gamma \cos \theta + \sin k \cos \gamma \cos \psi. \end{aligned} \quad (1.26)$$

В тех случаях, когда высота полета ИСЗ $H^c \leq 1000$ км и углы сканирования $k \leq 60^\circ$, формулу (1.24) можно записать в приближенном виде:

$$\begin{aligned} H^0 &\approx (1 + 6,71 \cdot 10^{-3} \sin^2 B_s - 2,28 \cdot 10^{-5} \sin^4 B_s) \times \\ &\times \left[H^c - l D_{21} + \frac{l^2 (D_{11}^2 + D_{31}^2)}{\rho^c - D_{21}l} \right] + \\ &+ \frac{42,978 l \sin B_s (D_{11} \sin i \cos \omega + D_{31} \cos i)}{\rho^c - D_{21}l}. \end{aligned} \quad (1.27)$$

При малых углах ориентации ($\theta \approx \psi \approx \gamma \leq 2^\circ$) и $k=0^\circ$ выражение (1.27) с точностью до малых углов четвертого порядка может быть преобразовано следующим образом:

$$\begin{aligned} H^\circ \approx & (1 + 6,71 \cdot 10^{-3} \sin^2 B_s - 2,28 \cdot 10^{-5} \sin^4 B_s) \times \\ & \times [H^c - l(1 - \gamma^2/2 - \theta^2/2 + \gamma\psi\theta)] + \\ & + \frac{l^2(\psi^2 + \gamma^2 + 2\gamma\psi\theta)}{\rho^c - l(1 - \gamma^2/2 - \theta^2/2 + \gamma\psi\theta)} + \\ & + \frac{42,978 \sin B_s l [(\psi + \gamma\theta) \sin i \cos \omega + \gamma \cos i]}{\rho^c - l(1 - \gamma^2/2 - \theta^2/2 + \gamma\psi\theta)}. \end{aligned} \quad (1.28)$$

Без учета конечной точности ориентации выражение для H° в подспутниковых точках ($k=0$) принимает вид:

$$H^\circ \approx (H^c - l)(1 + 6,71 \cdot 10^{-3} \sin^2 B_s - 2,28 \cdot 10^{-5} \sin^4 B_s). \quad (1.29)$$

В случае ориентации ИСЗ по направлению географической (местной) вертикали, для определения координат X_0° , Y_0' , Z_0' требуется дополнительно повернуть систему конструктивных осей координат на угол Δ вокруг оси P^*Z_0 . Угол Δ определяется из соотношения (1.15):

$$\Delta = B^c - B_s = \arctg(1,006738 \operatorname{tg} B_s) - B_s. \quad (1.30)$$

Следует отметить, что разность между географической B^c и геоцентрической B_s широтами мала (около $1'$). Эту разницу требуется учитывать при сравнимых с ней точностях ориентации ИСЗ. При ориентации ИСЗ по направлению географической вертикали для измерений в подспутниковых точках получаем очевидное выражение

$$H^\circ = H^c - l. \quad (1.31)$$

Для временной привязки необходимо определить время начала регистрации изображений либо сигналов, поступающих на вход аппаратуры дистанционного зондирования. Временная привязка обеспечивается системой единого времени, вырабатывающей серию электрических сигналов, стабильных по частоте и точности установки номинального значения. Точность системы единого времени оценивается значением относительной нестабильности частоты, усредненным за период наблюдения.

Время начала регистрации может определяться по отношению к времени пролета ИСЗ заданного географического пункта, либо определенной широты Земли.

1.3. Фоновое излучение

Одной из причин ограничения чувствительности аппаратуры дистанционного зондирования является фоновое излучение, которое приводит к снижению контраста изображений, ошибкам измерений интенсивности излучения атмосферы и поверхностей.

Источниками фонового излучения могут быть Солнце, Луна, звезды, зондируемые объекты (например, облака), свечение ночного неба и т. п. Общей характеристикой фонового излучения различных источников является его аддитивность и широкий частотный спектр.

Во многих случаях фоновое излучение может быть аппроксимировано законом Планка, т. е. представлено как излучение абсолютно черного тела с температурой T_s . Согласно этому закону спектральная интенсивность $W(\lambda)$ излучения единичной площадки в полусферу в спектральном диапазоне от λ до $\lambda + \Delta\lambda$ для неполяризованного излучения имеет вид:

$$W(\lambda) \Delta\lambda = 2\pi c^2 h \Delta\lambda / \lambda^5 [\exp(hc/\lambda k T_s) - 1], \quad (1.32)$$

где c — скорость света, h и k — постоянные Планка и Больцмана.

Основным источником фонового излучения на освещенной стороне Земли является Солнце, излучение которого может быть аппроксимировано излучением черного тела с температурой 6000 К.

Фоновое излучение, отраженное от облаков и поверхностей, определяется их альбедо A (отношением полусферических потоков отраженной и падающей радиации) и угловой характеристикой рассеяния.

Для облаков угловые характеристики рассеяния и альбедо зависят от совокупности оптических (показатели поглощения, рассеяния и индикатриса рассеяния) и геометрических (толщина и количество облаков) параметров. К настоящему времени выполнен большой объем экспериментальных и теоретических работ по исследованию геометрических и оптических характеристик облаков, обобщенных в ряде монографий [36, 81, 97] и Авиационно-климатическом атласе [1].

Отсутствие либо наличие облачности изменяет количественные характеристики основных эффектов взаимодействия излучения Солнца с атмосферой (табл. 1.1).

Определение потоков уходящего солнечного излучения для перечисленных в табл. 1.1 форм взаимодействия основано на решении уравнения переноса с учетом многократного рассеяния при заданных оптических характеристиках аэрозоля и облачности. Практически решенной считается задача расчета

Таблица 1.1. Основные формы взаимодействия солнечного излучения с атмосферой в различных спектральных интервалах [97]

Состояние атмосферы	Спектральный интервал, мкм		
	0,25—0,4 (УФ-излучение)	0,4—0,75 (видимое излучение)	0,75—4,0 (ближнее ИК-излучение)
Отсутствие облачности	Рэлеевское рассеяние, поглощение озон	Рэлеевское и аэрозольное рассеяние, поглощение аэрозоле	Поглощение кислородом, водяным паром, ослабление аэрозоле
Облачность	Рэлеевское рассеяние, поглощение озон, рассеяние в облаках	Рассеяние в облаках, поглощение аэрозоле	Рассеяние в облаках, поглощение водяным паром и облачными частицами

уходящего излучения в УФ-диапазоне для безоблачной атмосферы. При расчетах излучения, рассеянного и поглощенного атмосферным аэрозоле, используются различные модели аэрозоля, общим недостатком которых является недостаточная статистическая обеспеченность.

Наиболее полно исследованы оптические характеристики слоистообразной облачности нижнего и среднего ярусов, для которой предложена экспериментальная модель «среднего» слоистообразного облака. Достаточно подробно оптическая модель слоистообразной облачности описана в монографии [97], хотя представленная модель далеко не полностью статистически обоснована.

В предположении, что поверхность Земли полностью поглощает излучение (альбедо Земли $A=0$), «истинное» альбедо среднего облака составляет 0,72 при высотах Солнца $h_{\odot}$, равных 15—50°. Для средней слоистообразной облачности уменьшение высоты на каждые 10° приводит к увеличению альбедо на 3 %. Такая зависимость сохраняется до углов $h_{\odot}$, равных 10—12°. При дальнейшем уменьшении $h_{\odot}$ происходит некоторое уменьшение альбедо, связанное с затемнением отдельных участков верхней поверхности облачности.

Угловые характеристики отраженного от облаков солнечного излучения мало исследованы. Основные трудности расчета индикатрис рассеяния связаны с ограниченным объемом данных о вертикальных профилях концентрации, микроструктуре и фазовом составе облачных частиц, в особенности для облаков верхнего яруса и вертикального развития, состоящих из кристаллов или смеси капель с кристаллами. Поэтому расчеты угловых характеристик ограничиваются рассмотрением случая однородного капельного облака. Пример такого расчета приведен в монографии [92]. Расчеты угловой зависимости

сти производились методом Монте-Карло для модели слоисто-образной облачности С1 в зависимости от балльности и характерных размеров отдельных облаков. Отмечается, что отраженное излучение практически не зависит от балльности во всем диапазоне углов визирования k и слабо зависит от размеров отдельных облаков в пределах k , равных 0—60°. На основании полученных в работе [92] зависимостей представляется обоснованным для расчета фонового излучения допущение, что отражение от слоистообразной облачности подчиняется закону Ламберта, т. е. интенсивность рассеянного излучения не зависит от зенитных и азимутальных углов источника и приемника излучения.

Попытка построить модель углового распределения яркости несплошной облачности нижнего и среднего ярусов на основе проведенных с самолета измерений интенсивности уходящего солнечного излучения, предпринята в работе [118]. Особенностью данной модели является анизотропия рассеяния назад, появляющаяся при высотах Солнца, составляющих 10—20°. По мнению авторов анизотропия может быть обусловлена отражением солнечной радиации от боковых поверхностей отдельных облаков.

Результаты расчета средних, минимальных и максимальных радиационных потоков, отраженных от сплошной облачности, приведены в работе [98]. Здесь вычисления проведены для разных зенитных углов Солнца. При расчетах полагалось, что угловое распределение рассеянного от облачности излучения подчиняется закону Ламберта, а рассеянием в надоблачном слое атмосферы можно пренебречь. Последнее предположение считается справедливым для облаков, верхняя граница которых расположена на высоте не менее 3 км. Учет влияния балльности на измерение потока радиации предлагается производить с помощью коэффициентов $N = A(n)/A(n=10)$, показывающих ориентировочное изменение общего потока отраженной радиации при изменении облачности в пределах от 10 баллов до 0. Таблица коэффициентов N приведена в работе [98].

Большой объем исследований проведен по изучению характеристик отражения различных поверхностей Земли, в том числе альбедо и угловых зависимостей яркости отраженного солнечного излучения. При измерениях характеристик отражения применяются спектральные приборы, размещенные на земной поверхности, самолетах и ИСЗ. В зависимости от угла поля зрения используемой аппаратуры, высоты, на которой она расположена, и углов визирования, размеры исследуемого участка поверхности, находящегося в поле зрения, могут изменяться в широких пределах. Эти размеры определяют ми-

нимальный пространственный масштаб усреднения характеристик отражения. С использованием наземных установок масштаб усреднения не превосходит нескольких десятков метров, и в результате измерений определяются локальные характеристики отражения однородных участков земной поверхности. Наиболее полные сведения об альбедо и угловых зависимостях отражения, полученные по результатам наземных измерений, изложены в монографиях [51, 71].

Минимальный масштаб усреднения при измерениях с самолета лежит в пределах от нескольких сотен метров до десятков километров. При измерениях с ИСЗ в зависимости от высоты полета минимальный пространственный масштаб усреднения составлял 50—110 км для аппаратуры с малым углом зрения и 1260—2130 км для аппаратуры с углом зрения, приближающимся к 180° [58]. Разные масштабы усреднения могут приводить к значениям альбедо, разность между которыми в некоторых случаях превосходит 0,5 [61]. Значение альбедо зависит также от диапазона спектра, в котором производятся измерения, сезона, а в некоторых случаях и от времени суток.

По характеру спектральной зависимости все поверхности Земли подразделяются на три класса, согласно классификации, предложенной в [71]. Первый класс объединяет поверхности, альбедо которых монотонно возрастает с увеличением длины волны от 0,4 до 1,0 мкм. К первому классу относятся различные виды почв, поля с редкой растительностью, пашни, пустыни. Для них практически отсутствует временная зависимость альбедо. Для входящего в этот класс сухого чернозема характерен абсолютный минимум альбедо, равный примерно 0,04 в области длин волн около 0,45 мкм.

Во второй класс включаются поверхности, покрытые сплошной растительностью. Для растительных покровов характерны слабый минимум альбедо в области длин волн 0,65—0,68 мкм, обусловленный главной полосой поглощения хлорофилла, и значительное (в 2—3 раза) увеличение альбедо в области длин волн 0,70—1,00 мкм. Особенностью поверхностей этого класса является дневной ход альбедо с минимумом в полуденное время, а также сезонные изменения, связанные с высыханием растительности. Полоса поглощения хлорофилла при этом постепенно исчезает.

К третьему классу относятся поверхности, альбедо которых практически не изменяется в диапазоне длин волн 0,50—0,80 мкм и незначительно (приблизительно на 0,1) убывает вне этого диапазона. В этот класс входят водные и заснеженные поверхности. Последние характеризуются большим диапазоном изменения альбедо, связанного с изменением струк-

туры поверхности вследствие ее таяния либо замерзания. Альbedo свежевыпавшего сухого снега достигает абсолютного максимума, равного 0,9 в диапазоне 0,50—0,70 мкм [51].

В пределах каждого указанного класса существует более детальное подразделение поверхностей на подклассы.

По спутниковым данным об альbedo подстилающие поверхности обычно подразделяются на четыре основных класса: поверхности, покрытые растительностью, пустыни, водные поверхности и поверхности, покрытые снегом и льдом [60, 111]. Для оценок фонового излучения, попадающего в поле зрения спутникового прибора, достаточно определить среднее и максимальное значения альbedo, характеризующие территории достаточно большой протяженности (сотни километров). Расчет среднего альbedo больших территорий связан с определением процентного соотношения альbedo оптически однородных участков территории, с последующим вычислением суммарного средневзвешенного значения. Для ряда территорий необходимо учитывать сезонные изменения суммарного альbedo.

Средние значения и сезонные изменения альbedo больших территорий, полученные по данным спутниковых актинометрических наблюдений, приведены в работах [60, 111]. Проведенный в этих работах анализ выявил относительно низкие значения альbedo в тропиках и высокие в полярных районах. Наибольшее значение альbedo (0,8) отмечалось в высоких широтах (60° с. ш.), где поверхность снега не загрязняется и практически отсутствуют леса. К югу от 60° с. ш. в зимнее время альbedo в лесной зоне уменьшается до 0,45, а в степной и лесостепной увеличивается до 0,7. В летнее время альbedo территорий, покрытых растительностью, равно 0,14—0,24. Так как поверхности, покрытые растительным покровом, составляют около 56 % общей площади Земли, значение их альbedo в летний период может быть выбрано в качестве среднего при расчетах фонового излучения. Близки к средним спутниковым данным значения альbedo больших территорий, измеренные с помощью самолетной аппаратуры.

Для аппроксимации угловых характеристик солнечной радиации, рассеянной поверхностью Земли, обычно используется закон Ламберта. Из результатов проведенных экспериментальных исследований следует, что в видимой и ближней ИК-области спектра для поверхностей, покрытых снегом, песчаных пустынь, пашен предположения о ламбертовом характере рассеяния достаточно хорошо (различия составляют около 20 %) выполняются для зенитных углов Солнца, не превышающих 50°, и любых азимутальных углов [62]. При уменьшении зенитных углов Солнца до 10—20° возникает анизотропия рас-

сеяния, проявляющаяся в увеличении рассеяния «вперед». Анизотропия рассеяния при больших зенитных углах (80—50°) наблюдается для растительного покрова и снега с настом [62, 92].

Суммарное фоновое излучение, регистрируемое спутниковой аппаратурой, определяется альбедо системы подстилающая поверхность — атмосфера. Оптическая плотность атмосферы, расположенной над поверхностью с малым альбедо, увеличивает количество рассеянной радиации, и альбедо системы оказывается больше альбедо поверхности. Атмосферная дымка над поверхностью с высоким альбедо может приводить к уменьшению альбедо системы. Такой же эффект может оказывать тонкая облачность. Результаты расчетов суммарной яркости системы поверхность — атмосфера, выполненных для разных альбедо поверхностей, оптических плотностей атмосферы, углов Солнца и направления визирования, приведены в работах [3, 88].

Ряд работ посвящен определению альбедо системы облако — атмосфера — поверхность и расчетам уходящей от этой системы солнечной радиации. В работе [70] показано, что при облачности, оптическая плотность которой τ составляет 30 и более, альбедо системы практически не зависит от альбедо поверхности и влияния вышерасположенного слоя атмосферы. Для оценок среднего значения фонового излучения отраженной солнечной радиации могут быть использованы приведенные в работе [98] таблицы значений потока солнечной радиации, отраженной от системы атмосфера — травяной покров, атмосфера — снежный покров для различных спектральных интервалов и разных зенитных углов Солнца. Собственное излучение в ИК-области определялось совместным влиянием температуры поверхностей, содержанием газовых составляющих (водяной пар, озон, углекислый газ и др.). ИК-альбедо облачной и безоблачной атмосферы приводятся в монографии [97].

Сделаем некоторые замечания о фоновом излучении ночного неба. Методики и данные расчета плотности потока энергии фонового излучения Луны и планет в зависимости от расстояния планет до Солнца и от углов между направлениями Солнце — планета и планета — приемник излучения рассмотрены в монографиях [88, 91]. Здесь же приведены данные о спектральной зависимости яркости ночного неба, обусловленной зодиакальным светом и рассеянным излучением звезд. Результаты экспериментальных исследований фонового излучения ночного неба изложены в работе [74], где спектральная яркость в области 0,67 мкм безоблачного ночного неба в зените в зависимости от угла возвышения и фазы Луны опреде-

лена в пределах $3 \cdot 10^{-7}$ — $9 \cdot 10^{-7}$ Вт·м⁻²·мкм⁻¹·ср⁻¹. Показано, что при полной Луне и угле возвышения 41° яркость составляет $32,8 \cdot 10^{-7}$ Вт·м⁻²·мкм⁻¹·ср⁻¹.

1.4. Требования к данным измерений параметров атмосферы

Практическое использование спутниковых данных о метеопараметрах атмосферы возможно при условии, что эти данные дают достаточно полное и точное представление о структуре и закономерностях изменения исследуемых параметров, а также учитывают запросы потребителей метеоинформации. Для обеспечения полноты и точности спутниковая информация должна быть глобальной, трехмерной, комплексной и периодичной.

Глобальность метеоинформации определяется масштабами атмосферных процессов и означает, что спутниковые данные должны освещать территории, соизмеримые с континентами и океанами, а в ряде случаев — все полушарие.

Требование трехмерности обусловлено тем обстоятельством, что атмосферные процессы развиваются в пространстве над земной поверхностью.

Комплексный характер спутниковой метеоинформации, т. е. необходимость измерения совокупности различных параметров атмосферы, вытекает из сложных связей между ними, определяющих характер атмосферных процессов.

Периодичность — регулярное получение метеоданных в определенные сроки, является необходимым условием для обеспечения анализа и прогноза атмосферных процессов.

Достаточно точное представление о структуре и динамике исследуемых параметров атмосферы должно обеспечиваться точностью измерений, пространственно-временным разрешением и оперативностью поступления информации на пункты приема и обработки.

В зависимости от вида исследуемых метеопараметров и характера практического использования метеоданных к ним предъявляются различные требования.

При использовании спутниковой информации совместно с данными наземной сети метеорологических и аэрологических станций требования к метеоданным, получаемым с помощью этих станций, должны совпадать.

Всемирной метеорологической организацией (ВМО) рекомендованы [123] основные требования к точности определения термодинамических параметров (температура, давление), ветра и влажности атмосферы на аэрологических станциях для целей анализа и прогноза погоды и решения задач климатологии. Эти требования приведены в табл. 1.2—1.5.

Таблица 1.2. Требования к суммарным средним квадратическим погрешностям измерений параметров свободной атмосферы [123]

Параметр	Погрешность измерений	
	для климатологии	для анализа и прогноза погоды
Давление	± 2 гПа до уровня 200 гПа	± 1 гПа
Температура	± 2 % выше уровня 200 гПа $\pm 0,5$ °C до уровня 200 гПа $\pm 1,0$ °C выше уровня 200 гПа	$\pm 0,5$ °C
Относительная влажность	± 5 % до уровня 700 гПа	± 5 % до уровня тропопаузы (первой) или до 300 гПа, если она ниже
Направление ветра	± 10 % выше уровня 700 гПа $\pm 10^\circ$	± 10 % на более высоких уровнях $\pm 5^\circ$ при скоростях более $25 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ $\pm 10^\circ$ при скоростях менее $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$
Скорость ветра	± 5 % до уровня 200 гПа	$\pm 1,0 \text{ м/с}$ при скоростях менее $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ ± 10 % при скоростях более $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$

Минимальные погрешности, приведенные в таблицах, ограничиваются короткопериодными (в пределах нескольких минут) пульсациями измеряемых параметров. Максимальные погрешности не должны превышать возможные разности значений измеряемого метеопараметра на характерных пространственно-временных масштабах усреднения.

Погрешности, выходящие за пределы указанных величин, искажают характер исследуемых атмосферных процессов и практическое использование результатов таких измерений является нецелесообразным.

Отметим, что указанные требования практически совпадают с требованиями, предъявляемыми службой прогнозов к аэрологическим данным [90].

Для численного анализа и прогноза погоды, а также для исследования изменчивости климатообразующих факторов данные о параметрах атмосферы должны быть привязаны к узлам регулярной сетки, т. е. усреднены по некоторому пространственному масштабу, зависящему от размеров атмосферных возмущений.

Минимальные горизонтальные размеры крупномасштабных возмущений полей термодинамических параметров атмосферы типа циклонов и антициклонов составляют около 500 км, максимальные могут достигать 2,5—3,0 тыс. км. Для крупномасштабных атмосферных возмущений оптимальные размеры гори-

Таблица 1.3. Предельные среднеквадратичные погрешности (°C) измерения температуры

Регион	Уровень, гПа	Анализ и прогноз погоды				Климато- логия		Диапазон измерений температур, °C
		мезомасштаб		синопти- ческий масштаб				
		мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	
Внетропическая тропосфера		0,15	3,0 (2,0 для ши- рот 30— 40°)	0,15	2,0	0,15	2,0*	—80 . . . +40
Экваториальная тропосфера								—100 . . . +50
нижняя		—	1,0	—	0,7	—	1,0*	
верхняя		0,15	1,5	0,15	1,0	0,15	1,5*	
Внетропическая стратосфера	200	0,3	4*	0,3	3,8	0,3	1,5	—100 . . . +50
	100	0,3	3,0	0,3	1,4	0,3	1,5	
	50	0,3	1,5	0,3	0,7	0,3	1,5	
	10	0,3	1,5	0,3	0,7	0,3	1,5	
	5	0,3	2,0	0,3	0,9	0,3	2*	
Экваториальная стратосфера	100	0,3	2,0	0,3	1,0	0,3	2,0	—100 . . . +50
	50	0,3	2,0	0,3	1,0	0,3	2,0	
	10	0,3	3,0	0,3	1,5	0,3	3,0	
	5	0,3	3,5	0,3	1,5	0,3	3,5	
	0,7	0,3	4,5	0,3	2,0	0,3	4,5	

* В зимнее время значения существенно увеличиваются.

зонтального шага сетки составляют около 250—300 км, что обеспечивает регистрацию возмущений минимального масштаба с дискретностью 50—60 % их размера, максимального — с дискретностью около 10 % [90]. Размеры мезомасштабных и локальных возмущений, таких, как штормы, смерчи, шквалы, грозовая облачность, зоны осадков и струйных течений, лежат в пределах от нескольких десятков до нескольких сотен километров.

Для обеспечения прогнозов мезомасштабных возмущений шаг сетки должен быть уменьшен до 40—50 км. Наименьший пространственный масштаб усреднения определяется характерными размерами короткопериодных пульсаций метеопараметров и лежит в пределах от нескольких сотен метров до единиц километров [90].

Периодичность (частота) наблюдений определяется временной изменчивостью полей метеопараметров, характеризующей атмосферные процессы. Для крупномасштабных процессов периодичность измерений должна составлять около 12 ч.

Таблица 1.4. Предельные среднеквадратичные погрешности ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) измерения скорости ветра [123]

Регион	Уровень, гПа	Высота, км	Анализ и прогноз погоды				Климатология		Максимальная измеряемая скорость ветра, м/с
			мезомасштаб		синоптический масштаб				
			мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	
Внетропическая тропосфера	—	—	0,8	6,0	1,0	4,0	1,0	5,0*	50
нижняя	—	—	1,5	10	2,0	7,0	2,0	10*	150
вблизи тропопаузы	—	—	0,8	4,0	1,0	3,0	1,0	5,0	20—60
Экваториальная тропосфера (вблизи тропопаузы)	50	20	0,7	3,0	0,7	5	0,7	—	75
Внетропическая стратосфера	30	24	0,7	2,0	0,7	3,6	0,7	—	100
	10	31	1,0	3,0	1,0	5,5	1,0	—	—
	5	36	1,2	3,0	1,2	7,0	1,2	—	200
Экваториальная стратосфера	50	20	0,7	5,0	0,7	5,0	0,7	5,0	40
	30	24	0,7	5,0	0,7	5,0	0,7	5,0	—
	10	31	1,0	5,0	1,0	5,0	1,0	5,0	45
	5	36	1,2	—	1,2	—	1,2	—	—
	0,7	50	1,5	10	1,6	10	1,5	10	100

* Определены по отношению к наименьшему пределу систематической составляющей погрешности. Соответствующие значения среднеквадратичного отклонения случайной составляющей вектора скорости равны $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и увеличиваются до $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ вблизи тропопаузы.

Этот временной интервал является основным для прогноза погоды [90].

Для прогноза локальных атмосферных процессов, в особенности связанных с опасными явлениями, возникает необходимость производить наблюдения через 3—6 ч.

В табл. 1.6 приведены достигнутые и требуемые значения периодичности и пространственного разрешения (усреднения) первичных данных о параметрах атмосферы для службы погоды США.

Для решения задач климатологии и контроля природной среды, кроме информации о термодинамических параметрах, ветре и влажности, требуются глобальные данные о прозрачности атмосферы, оптических и микрофизических характеристиках аэрозоля, облачности, содержания малых газовых составляющих атмосферы.

Наиболее подробные требования к данным наблюдений за параметрами атмосферы разработаны Национальным управле-

Таблица 1.5. Предельные среднеквадратичные погрешности измерений точки росы (τ и инея) и относительной влажности f на сети аэрологического зондирования [123]

Регион	Анализ и прогноз погоды								Климатология			
	мезомасштаб				синоптический масштаб				мин.		макс.	
	мин.		макс.		мин.		макс.					
	τ °C	f %	τ °C	f %	τ °C	f %	τ °C	f %	τ °C	f %	τ °C	f %
Конвективный и турбулентный слой вблизи земной поверхности	0,5	3,0	5,0	30	0,5	3,0	5,0	30	0,5	3,0	1,5	10
Тропосфера выше конвективного слоя	0,2/2,5	1,0/10	10	30	0,2/2,5	1,0/10	10	30	0,5	3,0	1,5	10
Стратосфера и мезосфера	—	—	2,0	—	—	—	2,0	—	—	—	10	

Примечание. Для тропосферы приведены данные: в числителе при высокой влажности, в знаменателе при низкой.

Таблица 1.6. Требования службы погоды США к данным метеорологических наблюдений с ИСЗ [27]

Измеряемый параметр	Разрешение данных, км		Погрешность измерений	Частота наблюдений в сутки
	по горизонтали	по вертикали		
Для глобального прогноза				
Температура	10,4	0,15	1 °C	4
Влажность	10,4	0,15	10 %	2
Плотность	10,4	0,15	1 %	2
Приземное давление	78	—	1 гПа	2
Ветер	260	0,6	5 км/ч	4
Осадки	10,4	0,3	2,5 мм/ч	—
Облачный покров	0,8	0,3	—	4
Для регионального анализа				
Температура	2,6	0,06	0,5 °C	1
Влажность	2,6	0,06	5 %	1
Приземное давление	10,4	—	0,5 гПа	1
Осадки	2,6	0,15	2,5 мм/ч	—
Облачный покров	0,16	0,03	—	1

нием США по авиации и исследованию космического пространства (НАСА) в рамках десятилетней национальной программы исследования климата [58]. В этой программе, в зависимости от временного и пространственного усреднения климатообразующих факторов и процессов, выделены несколько категорий климата. Так, региональный климат (климат В) характеризуется пространственным масштабом в несколько сотен километров и временным усреднением в пределах от одного месяца до десятилетия.

Глобальный пространственный и временной масштаб, превышающий десятилетие, характеризует климат С.

Основной целью наблюдений за факторами и процессами, определяющими климаты В и С, является анализ и прогноз характера их естественной изменчивости. Антропогенные изменения климатообразующих факторов учитываются категорией климата Х, для которого пространственно-временные масштабы усреднения включают соответствующие характеристики климатов В и С. Основные требования к данным наблюдений за параметрами атмосферы для различных категорий климата даны в табл. 1.7, составленной по материалам, приведенным в монографии [58]. В графе «Погрешности измерения» минимальные значения относятся к желаемым, а максимальные — к допустимым погрешностям измерений.

Проблемы охраны окружающей среды определяют необходимость контроля в глобальных и региональных масштабах

Таблица 1.7. Требования к данным наблюдений за параметрами атмосферы для исследования климатообразующих факторов и процессов [58]

Наблюдаемая величина	Пространственный масштаб усреднения		Погрешности измерений	Периодичность измерений	Категория климата
	по горизон- тали, км	по верти- кали			
Профиль температуры	500	200 гПа	1—2 °C	12—24 ч	В, С, X
Относительная влажность воздуха	500	400 гПа	7—30 %	12—24 ч	В, С, X
Приземное давление	500	200 гПа	1—3 гПа		В, С, X
Оптическая плотность аэрозоля	250/1000	3 км	0,01	1 мес	С, X
атмосферного тропосферного	250/1000	3 км	0,002	1 мес	С, X
Скорость ветра	500	200 гПа	3 м·с ⁻¹	12—24 ч	В, С, X
Облачность					
количество	100 (250)	—	5—20% (3 %)	(3 ч)	В, С, X
температура верхней границы	100	—	2—4 °C (1° C)	(3 ч)	В, С, X
альбедо	100	—	0,02—0,04		В, С, X
общее влагосодержание	100	—	10—50 мг·см ⁻²		
высота ВГО	250	—	±1 км для облаков вертикального развития и среднего яруса	(3 ч)	
			±0,5 км — для облаков нижнего яруса		
Стратосферный водяной пар	250/1000	4,3 км	0,5·10 ⁻⁷ —5·10 ⁻⁷	1 мес	С, X
Озон	250/1000	3 км	0,005—0,02 атм·см	1 мес	С, X
Закись, окислы азота	—	—	1·10 ⁻⁸ —3·10 ⁻⁸	1 год	С, X
Углекислый газ	—	—	5·10 ⁻⁷ —10 ⁻⁵	1 год	С, X
Хлорфторметан	—	—	3·10 ⁻⁸ —10 ⁻⁷	1 год	С, X
Метан	—	—	5·10 ⁻⁸ —15·10 ⁻⁸	1 год	С, X

Примечание. Дробные числа — числитель для направления север — юг, знаменатель для направления восток — запад; числа в скобках — требования к данным наблюдений с ИСЗ,

газовых и аэрозольных составляющих атмосферы. Первоочередной задачей контроля при этом считается слежение за озонном и озonoактивными газами, такими, как NO_x , Cl , HO и др. Для решения этой задачи Национальным проектом США по озону предусматривается ежедневное определение общего содержания O_3 и озonoактивных малых газовых составляющих с долговременной воспроизводимостью * 1 % и вертикальное распределение с погрешностью 3—5 %. Горизонтальный масштаб усреднения данных об O_3 и озonoактивных малых газовых составляющих должен лежать в пределах 250—1000 км, вертикальное разрешение — около 5 км.

Из сравнения данных, приведенных в табл. 1.2—1.5, с аналогичной информацией, представленной в табл. 1.6 и 1.7, следует, что требования к точности спутниковых измерений соответствуют максимально допустимым погрешностям радиозондовых измерений на аэрологических станциях. Требования к другим параметрам атмосферы, в особенности к погрешностям определения малых газовых составляющих, приведенные в табл. 1.7, являются предварительными. Их уточнение и обоснование затрудняются недостаточной изученностью многих климатических процессов, несовершенством оценок антропогенного влияния на состав атмосферы, ограниченностью, а иногда и противоречивостью данных о пространственно-временных вариациях некоторых малых газовых составляющих атмосферы.

1.5. Пассивные дистанционные методы зондирования атмосферы с ИСЗ

Пассивные дистанционные методы зондирования с ИСЗ применяются для определения параметров атмосферы, облаков и подстилающих поверхностей в широком диапазоне длин волн — от УФ до радиодиапазона.

Специалисты выделяют три основных спутниковых пассивных метода определения параметров атмосферы [52]: 1) основанный на измерениях собственного излучения атмосферы в ИК и микроволновой области спектра (эмиссионный метод); 2) базирующийся на измерениях солнечного излучения, рассеянного атмосферой (метод рассеяния); 3) связанный с измерением прозрачности атмосферы на трассе ИСЗ — источник излучения (Солнце, Луна либо звезды). При использовании перечисленных методов измерения осуществляются в надири либо под различными углами к надиру. По направлению

* Под воспроизводимостью понимается способность приборов одного типа производить одинаковые измерения.

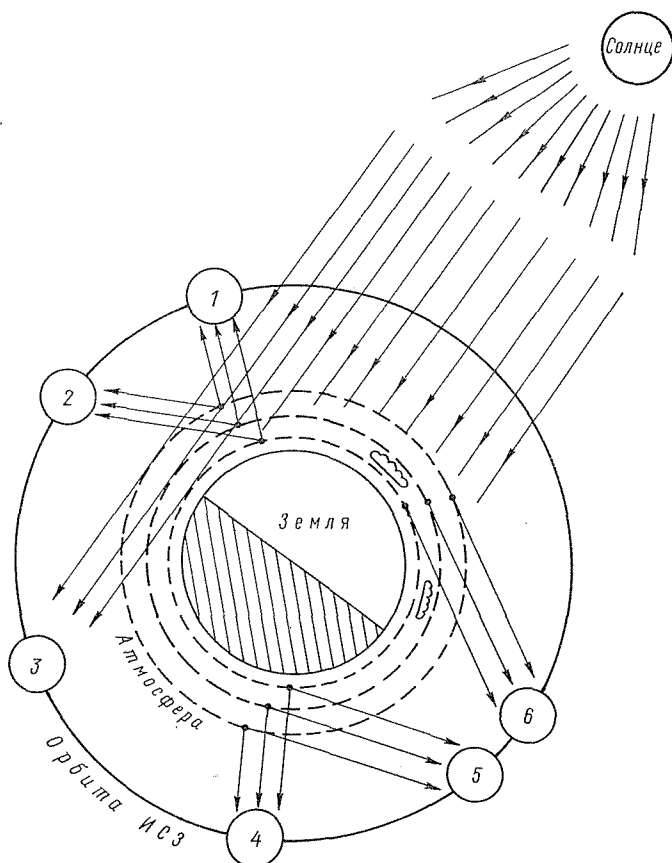


Рис. 1.3. Схемы зондирования атмосферы с ИСЗ.

1 — надирные измерения рассеянного излучения Солнца (метод рассеяния); 2 — измерения излучения Солнца, рассеянного под углами к надиру (метод рассеяния); 3 — лимбовые измерения солнечного излучения (метод прозрачности); 4 — надирные измерения собственного излучения атмосферы (эмиссионный метод); 5 — лимбовые измерения собственного излучения атмосферы (эмиссионный метод); 6 — измерения яркости горизонта Земли (метод наклонных трасс).

линии визирования спутниковой аппаратуры относительно надира, измерения условно разделяются на два типа: лимбовые и надирные.

Схемы измерений указанных типов приведены на рис. 1.3. При лимбовых измерениях линия визирования направлена на горизонт Земли. Этот тип измерений (называемых также измерениями на касательных трассах) характеризуется вертикальным разрешением в пределах 0,5—2 км и горизонтальным пространственным масштабом усреднения, составляющим

около 200 км. Значительный горизонтальный масштаб усреднения позволяет исследовать в верхних слоях атмосферы некоторые малые газовые составляющие. При лимбовых измерениях отсутствует также излучение подстилающей поверхности, которое является одним из основных источников ошибок в ИК и микроволновом диапазонах. Существенный недостаток данной схемы измерений — ограничение высоты зондирования, связанное с облачностью в поле зрения аппаратуры. Кроме того, при измерениях под углами, близкими к горизонту Земли, необходимо с высокой степенью точности определять высоту полета и ориентацию ИСЗ, что требует специальных средств контроля элементов орбиты.

Лимбовая схема измерений реализуется в методах эмиссии и прозрачности, надирная — в методах эмиссии и рассеяния. В надирной схеме измеряется уходящее излучение атмосферы в вертикальном направлении либо под различными углами к вертикали. Отклонение от вертикали, зависящее от диапазона углов сканирования и ориентации, обычно не превышает $\pm (40 \dots 50)^\circ$. Минимальный горизонтальный масштаб усреднения при надирных измерениях определяется мгновенными углами поля зрения аппаратуры, ориентацией ИСЗ и достигает нескольких десятков метров. Вертикальное разрешение при надирных измерениях сложным образом зависит от физической природы измеряемого параметра атмосферы, спектрального и углового разрешения и, как правило, уступает разрешению лимбовых измерений. Преимущество надирной схемы измерений заключается в возможности, используя движение ИСЗ, угловое и спектральное сканирование, получать трехмерные непрерывные поля параметров атмосферы.

1.5.1. Метод эмиссии

Метод эмиссии, использующий надирную схему измерений, является основным при определении температуры и влажности атмосферы.

В основе пассивного метода термического зондирования лежит спектральная (либо угловая) зависимость уходящего излучения в ИК и микроволновом диапазоне от температуры атмосферных газов, пространственно-временные вариации которых незначительны. Такими газами в атмосфере являются кислород и углекислый газ. Производя сканирование по спектру внутри локализованных полос поглощения этих газов (либо сканирование под различными углами к надиру) и измеряя интенсивность излучения в выбранных спектральных интервалах определяют вертикальный профиль температуры. Аналогичным образом определяется вертикальное распределение относительной влажности в полосе поглощения водяного

пара при условии, что вертикальный профиль температуры известен из данных независимых наблюдений.

Математическим выражением задачи восстановления температуры и влажности по собственному излучению атмосферы является уравнение Фредгольма первого рода. Точность восстановления в значительной степени зависит от аппаратных погрешностей, методик обработки, априорной информации о термодинамическом и оптическом состоянии атмосферы.

Подробный обзор и анализ проведенных теоретических и экспериментальных работ по определению температуры и влажности атмосферы с использованием уходящего излучения в ИК и микроволновой области спектра приведен, например, в монографиях [52, 53, 79]. Согласно проведенным оценкам, достигнутое вертикальное разрешение этих параметров при наблюдениях в надир составляет 4—10 км, а погрешность определения температуры лежит в пределах 1—3 К.

Сравнение результатов спутниковых наблюдений с данными радиозондов обнаруживает расхождение, составляющее в среднем 1—2 К, а в районе тропопаузы — около 3 К. В ряде случаев это расхождение достигает 5—10 К, что объясняется влиянием тонкой перистой облачности и слоев аэрозоля, попадающих в поле зрения ИК и микроволновой аппаратуры.

Погрешности определения относительной влажности с ИСЗ для безоблачной атмосферы не превышают 20 % в средней тропосфере (уровни 600—400 гПа) и 30 % в нижней (уровни 1000—600 гПа). При наличии облачности в пределах указанных слоев погрешность может достигать 100 %.

Для разрабатываемой в рамках программы «Шаттл» многоканальной микроволновой системы абсолютная ошибка восстановления общего содержания водяного пара оценивается $0,2 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2}$, жидкой воды — около $0,01 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2}$.

Имея информацию о полях температуры и влажности, можно определить поле скоростей ветра, используя перенос отношения газовой смеси при адиабатических процессах в атмосфере. Относительные ошибки определения скорости ветра по такой методике составляют 15—20 %, а абсолютные $7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ [52]. Очевидно, что этот метод непригоден для районов с преобладанием конвективных процессов, таких, как внутритропическая зона конвергенции. По измерениям собственного излучения облачности в окне прозрачности ИК диапазона (8—12 мкм) определяется высота верхней границы облаков (ВГО). Суть определения высоты ВГО подробно изложена в монографиях [52, 79] и состоит в следующем. Над облачностью измеряется радиационная температура. Зная температуру облачности и профиль температуры атмосферы в районе измерений, определяется высота излучающей поверхности.

Определение высоты ВГО данным методом зависит в основном от влияния надоблачной аэрозольной атмосферы, излучательной способности облаков и точности определения вертикального профиля температуры в районе измерений. Корректный учет указанных факторов достаточно сложен, в особенности характеристик аэрозоля и излучательной способности облаков.

Определение высоты облаков по их радиационной температуре осложняется также тем, что температура ВГО может существенно (до 5 °C) отличаться от температуры воздуха на том же уровне.

Следует подчеркнуть условный характер понятия высоты ВГО применительно к данным радиационных измерений, связанного с тем, что регистрируемое радиометром излучение формируется слоем облачности, толщина которого составляет сотни метров.

Суммарная погрешность определения высоты верхней границы плотной одноярусной облачности при использовании статистических данных о вертикальных профилях температуры, пропускания и излучательной способности облаков составляют 0,5—2,0 км [52].

В случаях неплотной или несплошной облачности, а также при наличии выше нее тонких перистых облаков или слоев аэрозоля погрешность определения высоты ВГО может достигать нескольких километров.

Данные о радиационной температуре в окне прозрачности 8—12 мкм используются для обнаружения облачности на фоне подстилающих поверхностей. В качестве характерного признака обнаружения выбирают контраст (разность) радиационных температур. Положительный контраст характеризует поверхности, отрицательный — облака. Использование контраста радиационных температур для обнаружения облаков обладает существенными ограничениями. Из результатов проведенных исследований следует, что наблюдается большая географическая и сезонная изменчивость контрастов температур между облаками и поверхностями. В весенние и зимние месяцы часто наблюдаются инверсионные (отрицательные) контрасты. Инверсионные контрасты могут быть также в средних широтах летом в ночное время при мощных приземных инверсиях. В этих случаях слоистообразные облака с низкорасположенной верхней границей имеют радиационную температуру более высокую, чем подстилающие поверхности, что может привести к ошибкам в обнаружении.

В микроволновом диапазоне спектра контрасты радиояркости температур облаков на фоне акваторий достигают 100—120 К, и облака надежно обнаруживаются [25]. Над поверхно-

стями суши контрасты могут быть отрицательными, что приводит к ошибочной идентификации.

Данные об уходящей радиации в микроволновой области спектра используются для определения интенсивности и зон осадков, а также характеристик поля ветра вблизи поверхности океана. В основе методики определения осадков лежит их зависимость от радиояркостной температуры. Относительные погрешности восстановления интенсивности осадков достигают 100—300 % [63]. Корреляционная зависимость радиояркостной температуры применяется для восстановления вектора приповерхностной скорости ветра над океаном. Согласно оценкам, приведенным в монографии [63], погрешности определения направления составляют около 20°, скорости — в пределах 1—4 м·с⁻¹.

Возможность использования ИК и микроволнового диапазона для определения содержания малых газовых составляющих атмосферы определяется излучением в этих диапазонах ряда газов, в том числе озона, двуокиси серы, окиси углерода, двуокиси азота, метана и др. В ИК-диапазоне наиболее активно в настоящее время исследуется озон. Достаточно подробный обзор работ по дистанционному пассивному зондированию озона приведен в монографиях [50, 52, 87]. Из приведенных в этих работах результатов следует, что при среднем спектральном разрешении ИК-аппаратуры ($\Delta\nu=2\ldots5$ см⁻¹) погрешность определения общего содержания озона при надирных измерениях достигает 10 %. Однако, при этом не удастся получить достаточно достоверной информации о вертикальном профиле озона.

Для оценки погрешности спутниковых измерений озона, как правило, используется сравнение с данными радиозондовых и наземных наблюдений [87, 153].

Определение других малых газовых составляющих ограничено их содержанием в атмосфере и необходимостью использования спектральной аппаратуры высокого и сверхвысокого разрешения. Существенно расширяет возможности определения параметров атмосферы эмиссионным методом лимбовая схема измерений. С использованием этой схемы определяются вертикальные профили температуры, влажности, содержания O₃, NO₂, HNO₃ и др. Для аппаратуры типа LRIR и LIMS, установленной на ИСЗ серии «Нимбус», относительные погрешности определения отношения смеси составили в среднем: 0,09 млн⁻¹ для O₃, 0,25 млн⁻¹ для HNO₃, 0,1—0,25 млрд⁻¹ для NO₂ [50].

Вертикальное разрешение в диапазоне высот 0—65 км составляет 2—4 км, горизонтальный пространственный масштаб усреднения — около 200 км [59]. Лимбовая схема применялась

для определения содержания ClO , CO , H_2O в микроволновом диапазоне с использованием аппаратуры MLS, установленной на ИСЗ «Нимбус-7» [22].

1.5.2. Метод рассеяния

На освещенной стороне Земли ряд параметров атмосферы может быть определен с помощью фотометров и спектрометров, регистрирующих рассеянное солнечное излучение в области 0,2—4 мкм. Практическое использование с ИСЗ метода рассеяния ограничилось в основном определением озона и высоты ВГО [50, 52, 79, 87].

Общее содержание озона измеряется по рассеянному солнечному излучению в полосе и вне полосы поглощения O_3 , УФ-диапазона длин волн ($\lambda_0=343$ нм). Определение вертикального профиля озона основано на различии в поглощении солнечного излучения разными толщами атмосферы, в результате чего каждому эффективному рассеивающему слою соответствует определенная длина волны. Длина волны в свою очередь зависит от содержания газа, угла Солнца и направления визирования. Из сравнения значений общего содержания озона, полученных спутниковыми спектрометрами типа BUV и наземными озонометрами Добсона, установлено, что разброс данных лежит в пределах $\pm 6\%$ [87].

Высоту ВГО с помощью фотометров определяют по поглощению надоблачной атмосферой излучения Солнца в полосе молекулярного кислорода с центром на длине волны $\lambda_0=762$ нм.

Из результатов проведенных экспериментов [80, 95] следует, что средняя квадратическая погрешность определения высоты ВГО фотометрическим методом составляет около 0,5—1 км для однослойных облаков с оптически плотным верхним слоем. При наличии тонкой перистой облачности эта погрешность может достигать нескольких километров. Основные погрешности данного метода определяются вкладом солнечного излучения, рассеянного на аэрозолях атмосферы и отраженного от подстилающей поверхности.

Для определения высоты ВГО используется также тесная корреляционная связь (коэффициент корреляции 0,71—0,88) между высотами ВГО конвективных облаков и их яркостью [52]. По результатам исследований, проведенных с использованием фотометра, установленного на геостационарном ИСЗ АТС-3, и наземных метеолокаторов, считается, что высота верхней границы развивающихся конвективных облаков может быть определена с погрешностью 1—2 км [52].

Для распадающихся облаков тех же форм коэффициент корреляции значительно уменьшается вследствие образования слоя перистой облачности.

При использовании данных измерений отраженной солнечной радиации в полосах поглощения газов постоянной концентрации (CO_2 и O_2) обнаружение облаков на фоне подстилающих поверхностей производится по их высотам над средним уровнем подстилающих поверхностей. При этом требуется информация о высотах рельефа и возможных вариациях высотных профилей концентрации CO_2 и O_2 в районе проведения измерений.

Погрешность данного метода (около 1 км) явно велика для надежной селекции облаков нижнего яруса.

1.5.3. Метод прозрачности

Наиболее перспективным для определения содержания малых газовых составляющих атмосферы считается метод прозрачности.

Данные о прозрачности могут быть получены по результатам абсолютных и относительных измерений излучения на трассе. Основные трудности использования абсолютных измерений для исследования малых газовых составляющих связаны с наличием перекрывающихся полос поглощения различных газов, особенно для УФ и видимого диапазонов в нижних слоях атмосферы. При относительных измерениях в значительной мере исключается влияние составляющих атмосферы, имеющих широкую полосу поглощения, таких, как аэрозоль, H_2O , CO_2 , O_2 . Существенно улучшается точность измерений в ИК-диапазоне при использовании аппаратуры высокого спектрального разрешения.

Эксперименты по определению профиля водяного пара в области 2,7 мкм с помощью ИК-спектрометра, имеющего разрешение $0,8 \text{ см}^{-1}$ в интервале $3800\text{—}3825 \text{ см}^{-1}$ спектра были проведены с ОКС «Салют-4» [50]. Относительная погрешность определения отношения смеси составила 10—60 % в области высот от 30 до 60 км при вертикальном разрешении около 0,5 км. Используя метод прозрачности в УФ-диапазоне ($\lambda_0 = 256 \text{ нм}$) определялись вертикальные профили содержания озона в верхних (65—107 км) слоях атмосферы с ОКС «Салют-6» [9]. Источником излучения в экспериментах являлись звезды Сириус и β Центавра. В качестве приемника использовался телескоп БСТ-1М, диаметр приемного зеркала которого равен 1,5 м [24]. При проведении измерений в режимах астроориентации и стабилизации удерживалось направление БСТ-1М на звезду до ее захода за горизонт Земли. Погрешность определения вертикальных профилей концентрации O_3 составила $\pm 5 \text{ км}$.

Вертикальные профили O_3 , NO_2 и показателей ослабления аэрозоля (см. гл. 3) определялись с использованием приборов SAMII и SAGE, установленных соответственно на ИСЗ «Нimbus-7» и «АЕМ-В» [50, 122].

Относительная погрешность определения O_3 с помощью этих приборов составила около 10 %, NO_2 и аэрозоля — 25—30 %.

Данные о составе атмосферы могут быть получены также из измерений спектральной яркости горизонта Земли при разном положении Солнца по отношению к линии визирования (метод наклонного зондирования).

1.5.4. Другие методы

Информация об атмосфере, получаемая с помощью спутниковых пассивных методов дистанционного зондирования, выдается в виде полей метеопараметров либо изображений Земли, прокалиброванных в абсолютных единицах яркости. На интерпретации спутниковых изображений Земли базируется метод нефанализа. В этом методе, кроме данных о полях яркости, используются космические фото- и ТВ-снимки. Данные нефанализа дополняют и уточняют спутниковую информацию, получаемую с помощью методов дистанционного зондирования. По полученным в видимой и ИК-области спектра изображениям определяется балльность облачности; исследуются процессы возникновения и развития циклонов и антициклонов грозовых явлений; определяются зоны струйных течений, источники образования аэрозоля естественного и искусственного происхождения, прослеживается его динамика.

Предложены методы восстановления поля ветра, интенсивности осадков, высоты ВГО с использованием изображений облаков. Метод восстановления скорости ветра основан на фиксации в различные моменты времени положения выбранного облака — трассера. Из приведенного в монографии [52] анализа работ по определению характеристик ветра следует, что по снимкам облачности с геостационарных ИСЗ достигнута воспроизводимость значений скорости ветра со среднеквадратичной погрешностью $1,3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ для перистой облачности. Обнаружено, что между скоростями ветра, получаемыми в результате обработки изображений и по данным радиозондирования, существуют значительные расхождения. Эти расхождения лежат в пределах $2\text{—}5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ для кучевых облаков и $3\text{—}10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ — для облаков верхнего яруса.

На геостационарных спутниках и КА «Аполлон-6» опробован метод определения высоты ВГО вертикального развития по длине их теней, а также с использованием стереоскопической обработки изображений облачности [132, 165]. Расхождения между высотами ВГО, полученными методом теней и стереоскопической обработки, не превышали 0,5 км. Считается, что при обработке снимков облачности на ЭВМ, метод стереоскопической обработки может быть использован для получения

оперативной информации об облаках вертикального развития. Определение высоты ВГО методом стереоскопической обработки и методом теней практически невозможно для сплошной слоистообразной облачности, имеющей однородную структуру изображения.

Методики определения и прогноза осадков по спутниковым изображениям облаков основаны на отыскании корреляционных связей между различными характеристиками осадков (вид, интенсивность, общая сумма) и облачности (балльность, форма, пространственная протяженность и т. п.) [52].

При интерпретации спутниковых изображений возникает задача обнаружения облаков на фоне различных поверхностей. Процедура обнаружения облачности и поверхностей на черно-белых фотографиях, ИК и ТВ-изображениях основывается на различной яркости и текстуре (структуре деталей) изображений. Отмечается [52], что обнаружение сплошной слоистообразной облачности затруднено на фоне снежной и ледовой поверхностей, пустынь, солончаков, акваторий в области блика Солнца, так как их изображения в ряде случаев имеют одинаковую яркость и текстуру.

1.6. Аппаратура, устанавливаемая на ИСЗ

Для определения характеристик атмосферы с ИСЗ используется аппаратура, регистрирующая уходящее электромагнитное излучение атмосферы в различных диапазонах спектра. Несмотря на многочисленные различия спутниковая аппаратура, предназначенная для определения параметров атмосферы, имеет ряд общих характеристик, из которых основными являются: мгновенное поле зрения, полоса обзора, спектральное разрешение.

Мгновенное поле зрения определяется телесным углом, в пределах которого излучение одновременно регистрируется приемным элементом прибора. На поверхности Земли этот телесный угол ограничивает площадку, размеры которой определяют пространственное разрешение прибора, т. е. минимальный масштаб пространственного усреднения. При заданном поле зрения, разрешение на земной поверхности зависит от высоты полета ИСЗ и от направления центра мгновенного поля зрения прибора по отношению к надиру. Направление центра поля зрения является оптической осью приемной системы.

Обзор подспутникового пространства осуществляется с помощью сканирования, заключающегося в последовательном перемещении мгновенного поля зрения. В основе действия сканирующих систем лежит механическое, оптико-механическое и электронное управление направлением оптической оси приемной системы прибора.

Оптико-механические системы также имеют малое поле зрения, а сканирование осуществляется с помощью оптических элементов — зеркал, призм и т. п.

В системах электронного сканирования излучение принимается оптической системой, имеющей большой угол поля зрения, и преобразуется в поле электрического потенциала, который затем определенным образом считывается. В таких системах мгновенный угол поля зрения определяется размерами элементарной чувствительной площадки приемного элемента.

Для исследования атмосферы с ИСЗ в основном применяются оптико-механические и электронные сканирующие системы. Наиболее распространенным является закон равномерного углового перемещения оптической оси прибора в плоскости, перпендикулярной направлению движения ИСЗ.

Максимальный угол отклонения оптической оси от надира определяет ширину полосы обзора.

Движение ИСЗ с одновременным сканированием обеспечивает непрерывный обзор подспутникового пространства и позволяет получать информацию об атмосфере в виде изображений либо количественных характеристик метеопараметров. Пространственное разрешение может быть высоким, средним и низким.

К аппаратуре, регистрирующей изображение с высоким пространственным разрешением, относятся телевизионные устройства и многоканальная аппаратура типа «Фрагмент» и МСУ-Э, устанавливаемая на ИСЗ «Метеор—Природа» [37]. Такая аппаратура обеспечивает разрешение в надире 30—80 м и полосу обзора 30—185 км.

Устанавливаемые на ИСЗ «Метеор» телевизионные устройства типа МСУ-СК и МСУ-М имеют разрешение соответственно около 150 и 1000 м и относятся к аппаратуре среднего и малого пространственного разрешения.

Подробнее описание указанной аппаратуры приведено в монографиях [26, 33, 37]. В создаваемых перспективных системах, для получения изображений используется электронное сканирование с помощью матричных фотоприемников на ПЗС-структурах. Пространственное разрешение этих систем (АМСС и SPOT) составляет около 30 м, а отличительной особенностью является возможность получать стереоизображения.

Для измерения в различных областях спектра собственного излучения атмосферы либо рассеянного ею излучения естественных источников (Солнца, Луны, звезд) используются фотометры, радиометры и спектрометры.

Основными характеристиками этих типов аппаратуры, кроме пространственного разрешения и полосы обзора, являются рабочая полоса спектра и ширина спектрального интервала, в котором излучение может быть измерено.

Излучение атмосферы в ИК-области измеряется с помощью радиометров, являющихся одним из основных типов аппаратуры спутников «Метеор», «Тайрос», «Нимбус», НОАА и др. Для измерений используются как несканирующие радиометры с большим мгновенным полем зрения, так и радиометры с оптико-механическим и электронным сканированием, имеющие малое поле зрения.

Наблюдения с помощью радиометров производятся в надири и под различными углами к надиру. Полоса обзора сканирующих радиометров достигает 3000 км, а пространственное разрешение составляет 0,6—1,0 км. В современных радиометрах измерения производятся в узких спектральных интервалах (каналах) ИК либо микроволновой области спектра. Спектральная ширина канала обеспечивается с помощью узкополосных интерференционных светофильтров, методами селективной модуляции либо корреляционной спектроскопии. Достигнутая с помощью интерференционных светофильтров ширина канала составляет несколько см⁻¹.

Используя селективную модуляцию либо корреляционные методы удается довести спектральную ширину полосы до 0,1 см⁻¹ и менее.

Количество каналов, положение максимума (центр канала) и ширина спектрального интервала каждого канала выбираются в зависимости от назначения прибора. Многие современные радиометры являются комплексными приборами и используются для одновременного определения профилей температуры и влажности атмосферы, температуры поверхностей, общего содержания и вертикальных профилей озона и других малых газовых составляющих атмосферы. К аппаратуре указанного типа относятся многоканальные сканирующие радиометры, функционирующие на оперативных ИСЗ серии «Метеор», и аналогичные радиометры, установленные на ИСЗ серии НОАА и «Нимбус». Микроволновые спутниковые радиометры работают в основном на длинах волн 0,8, 1,35 и 8,5 см и используются для получения данных об интенсивности и пространственном распределении зон осадков, интегральной водности облаков, общем влагосодержании атмосферы, температуре подстилающих поверхностей и облаков. Максимальное разрешение (около 20 км в надири) имеет трехканальный микроволновой радиометр, установленный на экспериментальном ИСЗ «Метеор» [23], и радиометр SMMR, установленный на ИСЗ «Нимбус-7» и «Сиасат» [33]. Ширина полосы обзора существующих микроволновых радиометров составляет, в среднем, около 800—1000 км, а максимальная достигает 3300 км (радиометр ESMR).

Микроволновые радиометры различных типов устанавлива-

ются на экспериментальных ИСЗ «Метеор», метеоспутниках серии «Нимбус» и «Тайрос» и ОКС «Скайлэб» [22].

На освещенной стороне Земли для определения параметров атмосферы с ИСЗ используются данные измерений фотометрами солнечного излучения, рассеянного атмосферой. Наибольшее распространение получили спутниковые фотометры для определения малых газовых составляющих и аэрозоля. Фотометр, входящий в комплекс аппаратуры SBU и установленной на ИСЗ «Нимбус-7», измеряет рассеянное излучение под различными углами к надиру в полосе с центром на $\lambda_0 = 343$ нм и используется для определения озона.

Солнечное излучение, прошедшее через атмосферу по трассам вблизи горизонта Земли, измерялось приборами SAMII и SAGE, установленными на спутниках «Нимбус-7» и АЕМ-В [50]. Прибор SAMII работал на длине волны $\lambda = 1$ мкм. С помощью аппаратуры SAGE производились измерения на длинах волн 1 мкм, 600 нм и в диапазоне 385—450 нм. Измерения на длине волны 1 мкм использовались для определения аэрозольного ослабления, на длине волны 600 нм — для определения профилей озона, а на длинах волн 385—450 нм — для определения концентрации двуокиси азота.

При определении содержания малых газовых составляющих требуется измерять распределение энергии в узких участках широкой полосы спектра. Для этой цели используются спектрометры, в которых разложение принимаемого излучения по спектру осуществляется с применением различных оптических элементов. Диспергирующие устройства различного типа обеспечивают разное спектральное разрешение. В зависимости от разрешения спектральная аппаратура относится [50] к следующим классам: сверхвысокого разрешения, $\Delta\nu = 10^{-3} \dots 10^{-2}$ см⁻¹ (класс А); высокого разрешения, $\Delta\nu = 10^{-2} \dots 10^{-1}$ см⁻¹ (класс В); среднего разрешения, $\Delta\nu = 0,1 \dots 1$ см⁻¹ (класс С). Современные спутниковые спектрометры, используемые для исследования атмосферы, работают в полосе от 0,16 до 50 мкм со спектральным разрешением в пределах от 10 до 1 см⁻¹ и средним пространственным разрешением около 30 км.

С помощью одних типов спектрометров (например, фурье-спектрометр JRIS и спектрометр-интерферометр ГДР, установленный на ИСЗ «Метеор») измерения производятся в надири; другие спектрометры (например, BUV) обеспечивают сканирование в пределах $\pm 51^\circ$ от надира [38, 50].

Спектрометры различных типов используются для определения профилей температуры, влажности атмосферы, водности облаков, общего содержания и вертикального профиля озона с ОКС «Салют», ИСЗ серий «Метеор», «Нимбус», «Тайрос».

Как показано в монографии [50], для определения малых газовых составляющих атмосферы требуется аппаратура высокого и сверхвысокого спектрального разрешения. Для этих целей за рубежом разрабатываются [50] спектрометры (разрешение в пределах 10^{-2} — 10^{-1} см⁻¹), работающие в ИК-области. Ожидается, что с использованием растрового спектрометра, имеющего разрешение 0,06—0,1 см⁻¹ можно будет определять в диапазоне высот от 15 до 150 км содержание следующих газовых составляющих: CO₂, H₂O, O₃, CH₄, N₂O, CO, NO, NO₂, HNO₃, HCl, HF, CF₂Cl, CFCI₃. Другой прибор сверхвысокого разрешения представляет собой сканирующий фурье-интерферометр Майкельсона со спектральным разрешением 0,01 см⁻¹. Кроме указанных выше малых газовых составляющих, с его помощью предполагается измерять ClO, ClONO₂, CH₃Cl и др.

Современная радиометрическая и спектрометрическая аппаратура имеет фиксированные спектральные характеристики (число спектральных интервалов, ширина, разрешение), позволяющие оптимальным образом измерять отдельные параметры атмосферы. Для оптимизации измерений различных метеопараметров перспективной является аппаратура, производящая гибкое изменение спектральных характеристик в рабочем диапазоне спектра. О разработке спектрометрической системы с программируемым изменением спектральных характеристик сообщается в монографии [85].

Таблица 1.8. Существующие и возможные значения горизонтального разрешения и погрешности измерения параметров атмосферы спутниковой аппаратурой пассивного зондирования [63]

Параметр	Тип аппаратуры	Погрешность		Горизонтальное разрешение, км
		реальная	возможная	
Профиль температуры	ИК-зондировщик	2—3 °C	1,5 °C	17,4—58,5
Скорость* ветра	СВЧ-зондировщик	3 °C	2 °C	109—323
	Скаттерометр	2 м·с ⁻¹	2 м·с ⁻¹	50
	СВЧ-радиометр	3 м·с ⁻¹	3 м·с ⁻¹	20
Направление* ветра	Скаттерометр	20°	20°	50
Влагосодержание атмосферы	СВЧ-радиометр	20 %	20 %	18—148
	ИК-радиометр	10—50 %	20 %	30—40
Осадки	Видимый, ИК-радиометр	50 %	25 %	30
	СВЧ-радиометр	50 %	25 %	18—148
Аэрозоль	Сканер лимба	20 %	20 %	—

* Параметры характеризуют ветер у поверхности океана.

Современное состояние и ближайшие перспективы совершенствования спутниковых методов и средств пассивного зондирования атмосферы, обобщены в табл. 1.8.

Сопоставляя требования, предъявляемые к спутниковой информации об атмосфере, с возможностями пассивных методов необходимо отметить следующее.

Современные и перспективные спутниковые метеосистемы позволяют обеспечить требования глобальности, трехмерности, комплексности и периодичности измерений. Значительные трудности связаны с обеспечением точности и пространственного разрешения, так, погрешности спутниковых методов определения температуры атмосферы превышают в 2—3 раза требуемые и выходят за максимально допустимые величины.

Существующие методы восстановления поля ветра и интенсивности осадков характеризуются большими (достигающими 100 % и более) погрешностями и могут быть использованы в основном для качественных оценок. Оценки погрешностей спутниковых методов зондирования атмосферы носят косвенный характер и основаны на сравнении с данными наземных, радиозондовых, самолетных либо ракетных наблюдений. Такие данные не позволяют достоверно определить точность спутниковых наблюдений, так как сравниваемые методы имеют погрешности одного порядка, а пространственно-временные масштабы усреднения различны.

Так, из сравнения данных пассивного дистанционного зондирования с результатами аэрологических наблюдений выявлены расхождения, которые составляют: для температуры атмосферы 2—3 °С, общего содержания водяного пара 0,1—0,2 г·см⁻² [63]. Практически отсутствуют оценки погрешности определения общего содержания воды в жидкой фазе.

В начальной стадии разработки находятся спутниковые методы и средства исследования аэрозоля и многих малых газовых составляющих атмосферы. Не удовлетворяют существующим требованиям разработанные спутниковые методы определения высоты ВГО, а в ряде случаев — и методы обнаружения облачности на фоне подстилающих поверхностей.

Перспективы развития пассивных методов и средств зондирования атмосферы в значительной степени связываются с созданием аппаратуры высокого и сверхвысокого разрешения.

Глава 2. Селекция облачности и определение высоты ВГО

Возможности применения лидаров, установленных на ИСЗ, для исследования облаков обсуждались, например, в работах [5, 17, 40, 65]. Рассмотрению различных вопросов, связанных с решением этой задачи, посвящена настоящая глава.

Большая часть приводимых в этой главе данных представляет результаты лазерного зондирования облаков с исследовательских самолетов. Впервые эти работы были начаты в Советском Союзе в Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО) Госкомгидромета в середине 60-х годов. Авторы книги являлись руководителями и непосредственными участниками самолетных экспериментов. Однако лидарное зондирование облаков с самолетов рассматривается прежде всего потому, что самолетные измерения необходимо расценивать как последующий после наземного зондирования этап разработки спутниковых методов и аппаратуры.

2.1. Определение высоты ВГО

2.1.1. Метод определения высоты ВГО

В метеонаблюдениях для определения высоты ВГО используются радиозонды, радиолокаторы и ИСЗ с установленной аппаратурой пассивного зондирования. Каждый из применяемых методов характеризуется свойственным ему пороговым уровнем измерений некоторого параметра верхней поверхности облачности, точностью измерений выбранного параметра, его пространственно-временными вариациями. Задача определения ВГО осложняется тем обстоятельством, что в настоящее время нет общепринятого понятия «высота ВГО» применительно к наблюдениям в оптическом диапазоне. Одной из основных характеристик облачности в этом диапазоне частот является показатель ослабления α — параметр, однозначно связанный с метеорологической дальностью видимости (МДВ) S_m известным соотношением

$$S_m \approx 3,5/\alpha. \quad (2.1)$$

Наиболее целесообразным представляется определять высоту ВГО по некоторому уровню показателя ослабления. Аналогично предложенному для светолокаторов определению высоты нижней границы облаков [84] будем считать высотой ВГО зенитное расстояние от поверхности Земли (моря) до уровня верхней поверхности облачности, показатель ослабления которого соответствует $S_m=1$ км. Уровень верхней поверхности облачности с $S_m>1$ км при этом соответствует надоблачной дымке, с $S_m<1$ км — облаку. При наличии двух и более слоев одноптипной облачности за ВГО также принимается высота верхнего слоя облачности с $S_m=1$ км.

Очевидно, что для облаков с $S_m>1$ выбранное понятие «высота ВГО» неприменимо. В этом случае предлагается считать высотой ВГО расстояние по вертикали до участка трассы зондирования, на котором значение сигнала обратного рассеяния превосходит с вероятностью не менее 95 % аналогичное среднее значение для безоблачной атмосферы на том же расстоянии.

В связи с различным видом верхней поверхности облаков и ее пространственно-временными вариациями высота ВГО должна определяться как среднее значение по серии измерений. Пространственно-временной масштаб усреднения определяется характером использования данных о высоте ВГО. При наблюдениях с ИСЗ минимальное значение пространственного масштаба ограничивается точностью ориентации ИСЗ, максимальное — характерными размерами облачных образований. Временной масштаб усреднения при зондировании с ИСЗ полностью определяется пространственным и не превышает нескольких минут.

Усреднение значений высот ВГО целесообразно проводить при зондировании слоистообразной и фронтальной кучевой облачности. Для полей конвективных облаков, характеризующихся значительным (30—40 %) разбросом высот верхних границ отдельных облаков, следует, по-видимому, ограничиться указанием наибольших и наименьших значений зарегистрированных высот.

Сейчас практически единственным средством, позволяющим исследовать в широких пределах пространственно-временные вариации высоты ВГО лидарами, являются самолеты-лаборатории. С использованием самолета-лаборатории ИЛ-18 ЦАО, авторами был проведен цикл исследований вариаций высот ВГО облаков нижнего и среднего ярусов.

Методика исследования высоты ВГО сводится к следующему. Лидар устанавливается в самолете таким образом, чтобы направление излучения лидара было перпендикулярно горизонтальной плоскости самолета и направлено вниз. Лидарное

зондирование осуществляется на горизонтальных участках полета сериями, каждая из которых состоит из 20—40 измерений, разделенных постоянными для серии временными интервалами. Пространственные интервалы между двумя последовательными измерениями в серии составляют 0,5—1,5 км. Диапазон пространственных интервалов соответствует возможным частотам повторяемости импульсов излучения лазера с ИСЗ, равным приблизительно 5—15 Гц.

Импульсы отраженного от облачности излучения лазера фиксировались и обрабатывались с целью определения вертикальных профилей показателя ослабления и измерений расстояния l° от самолета до уровня верхней поверхности облачности с $S_m = 1$ км. Определение показателя ослабления проводилось методом асимптотического сигнала, подробно изложенным, например, в работе [42].

Для этого метода не требуется абсолютной калибровки аппаратуры и не существует жестких ограничений на модель рассеивающей среды. Метод устойчив к помехе многократного рассеяния до оптических плотностей порядка 1,5. Алгоритм вычисления показателя ослабления методом асимптотического сигнала удобен при обработке на ЭВМ и профили показателя ослабления практически могут быть получены в темпе измерений.

Определив профили показателя ослабления, вычисляют средние за серию значения расстояния $\bar{l}^\circ$ от самолета до уровня верхней поверхности облачности с $S_m = 1$ км и среднеквадратичное отклонение σ_l выборки значений l_i° . Величина σ_l является суммой независимых составляющих: вариаций выбранного уровня верхней поверхности σ^* и суммарной случайной погрешности измерения расстояния $\Delta_\Sigma(l^\circ)$.

Погрешность $\Delta_\Sigma(l^\circ)$ зависит от приборных погрешностей измерений дальности, высоты и ориентации самолета или ИСЗ, погрешностей измерений вертикальных профилей показателей ослабления.

Величина σ^* характеризует вариации высоты ВГО и определяется по формуле

$$\sigma^* = \sqrt{\sigma_l^2 - \Delta_\Sigma^2(l^\circ)}. \quad (2.2)$$

В тех случаях, когда направление конструктивной оси самолета либо ИСЗ совпадает с географической вертикалью, а приемопередающие оптические оси лидача ей параллельны, высота ВГО определяется из выражения

$$H^{\text{ВГО}} = H^c - \bar{l}^\circ, \quad (2.3)$$

где H^c — высота полета самолета либо ИСЗ.

2.1.2. Погрешности определения высоты ВГО с самолета

Погрешности определения ВГО и их вариаций при данной методике можно разделить на три типа. К первому относятся погрешности, связанные с точностью определения высоты полета самолета и выдерживанием заданных высот и режимов полета; ко второму — погрешности, зависящие от технических характеристик аппаратуры лидара; к третьему — погрешности методики и обработки.

Рассмотрим ошибки каждого типа. Для оценки погрешности $\Delta_c(l^0)$, связанной с точностью выдерживания заданного направления полета, выберем связанную с самолетом правостороннюю подвижную систему координат (см. рис. 1.2).

Начало координат совпадает с центром тяжести самолета. Оси OX_0 и OY_0 выбираются таким образом, чтобы при горизонтальном полете в отсутствии возмущающих сил и идеальном управлении самолетом ось OY_0 была направлена по нормали к поверхности, а направление OX_0 совпадало с направлением полета. Ось OZ_0 дополняет систему до правой. Оптические оси передатчика и приемника постоянно совпадают с осью OY_0 . При управлении самолетом или в результате воздействия возмущающих сил (сдвига ветра, атмосферной турбулентности и т. п.) происходит вращение исходной системы координат вокруг оси OX_0 на некоторый угол γ (крен), OY_0 на угол ψ , (рыскание), OZ_0 на угол θ (тангаж). Система координат, смещенная на углы γ , ψ , θ , является конструктивной системой, и координаты вектора X_0 , Y_0 , Z_0 в ней выражаются через координаты X_1 , Y_1 , Z_1 с помощью матрицы $|B|$, элементы которой определяются формулой (1.2).

Для выбранного направления распространения излучения лидара матрица-столбец в конструктивной системе координат равна:

$$\begin{vmatrix} X_1 \\ Y_1 \\ Z_1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0 \\ l \\ 0 \end{vmatrix}, \quad (2.4)$$

где l — измеренная лидаром дальность до облака.

С учетом (2.4) расстояние $l^0 = Y_0$ определяется выражением

$$l^0 = l (\cos \gamma \cos \theta - \sin \gamma \sin \psi \sin \theta). \quad (2.5)$$

Для оценки возможных погрешностей определения расстояния до облачности, связанных с отклонением от горизонтального режима полета самолета (при котором углы $\gamma = \psi = \theta = 0$), воспользуемся выражением в виде

$$\Delta_{lc}(l^0) \approx l (\Delta\gamma^2/2 + \Delta\theta^2/2), \quad (2.6)$$

где $\Delta\gamma$ и $\Delta\theta$ — углы отклонения от горизонта соответственно по крену и тангажу.

При горизонтальном полете самолета Ил-18 в слабовозмущенной атмосфере в режиме автопилотирования $\Delta\gamma \approx \Delta\theta \approx 1,5^\circ$. Максимальная измеренная дальность l при исследовании колебаний высот ВГ слоистообразной облачности составляла около 5 км, при этом погрешность $\Delta_{1c}(l^\circ) \approx 3,5$ м. Для расстояний $l \leq 1$ км значение погрешности $\Delta_{2c}(l^\circ)$ уменьшается до 1 м.

В горизонтальном полете самолет перемещается по изобарической поверхности. При оценке вариаций высоты ВГО необходимо учитывать точность выдерживания высоты полета по изобаре и пространственно-временное распределение изобарических поверхностей. Погрешность выдерживания высоты полета по изобаре при слабой турбулентности $\Delta_{2c}(l^\circ) \approx 5 \dots 10$ м.

Пространственно-временное распределение изобар тесно связано со скоростью и направлением ветра, температурой, фронтами, циклонами и антициклонами, и полет по изобарической поверхности может отличаться от горизонтального. Горизонтальные градиенты давления в циклонах средних широт равны 0,02—0,1, тропических — до 0,26 гПа · км⁻¹ [100].

Существует также широтная разность давления с суточными и полусуточными периодами. Средние значения разности давлений между широтами 32—68° северного полушария лежат в пределах 7—51 гПа. Значения колебаний в полярных и умеренных широтах очень малы (0,1—0,2 гПа) [100].

Из приведенных сведений о значениях пространственно-временных вариаций атмосферного давления следует, что в северном полушарии вне атмосферных фронтов при пространственных масштабах усреднения длиной 5—30 км разность высот между начальной и конечной точками площади зондирования составляет около 10 м. Влиянием такой разности высот при исследовании высот ВГО на заданных пространственных масштабах усреднения можно пренебречь.

Аппаратурная погрешность определения расстояния лидаром используемого типа $\Delta_a(l^\circ) \approx 6$ м, а погрешность обработки для облаков нижнего и среднего ярусов, оптическая плотность которых $\tau \geq 1$, составила 3 м. По оценке авторов, суммарная абсолютная погрешность определения дальности $\Delta_e(l^\circ)$ до уровня верхней поверхности облачности с $S_m = 1$ км равна 13—15 м.

При определении высоты ВГО погрешность определения высоты полета самолета по барометрическому высотомеру лежит в пределах 20—30 м [1]. Суммарная случайная погрешность определения высоты ВГО при этом составляет $\Delta_e(H^{ВГО}) \approx 33$ м.

2.1.3. Определение вариаций высот ВГО различных ярусов

Экспериментальные исследования вариаций высот ВГО различных ярусов производились над поверхностями суши и морей территории СССР.

Пространственные масштабы усредненных за серию лидарных значений высот ВГО составили 10—30 км, временные не превышали 5 мин. Вид верхней поверхности исследуемой облачности определялся визуально. По визуальным данным определялась также высота ВГО согласно наставлению по самолетному зондированию.

Временная несинхронность между визуальными наблюдениями и лидарным зондированием лежит в пределах 0,5—2 ч.

Из анализа результатов измерений следует, что для облаков нижнего и среднего ярусов вертикальные профили верхней поверхности исследованных облаков характеризуются увеличением показателя ослабления по мере проникновения в облачность на расстояние 20—50 м. Индивидуальные профили показателя ослабления исследованных облаков значительно отличаются, а усредненные за серию близки друг к другу.

Характер вертикальных профилей показателя ослабления, полученных авторами, совпадает с результатами измерений самолетным трассовым регистратором прозрачности РП-73 [64] и данными лидарного зондирования [96]. Среднеквадратичные отклонения σ^* высот ВГО облаков нижнего и среднего ярусов с ровной и слабоволнистой верхней поверхностью лежат в пределах 11—47 м. Для десятибалльной облачности вертикального развития $Su\ conp$ величины σ^* составили 74—120 м.

Расхождения между значениями высот ВГО нижнего и среднего ярусов с ровной и волнистой верхней поверхностью, полученными соответственно при самолетном $H_c^{ВГО}$ и лидарном $H_d^{ВГО}$ зондировании, не превышают 150 м при несинхронности измерений в пределах от 0,5 до 2 ч. Средневзвешенное значение σ^* для облаков $St—Sc$ с ровной верхней поверхностью составило 22 м. Для сравнения укажем, что среднеквадратичное отклонение высоты ВГО нижнего яруса, определенное по результатам радиолокационного зондирования, составляет $\sigma^* = 42$ м [19]. Средневзвешенное значение σ^* исследованных облаков $As—Ac$ равно 41 м.

Полученные в результате проведенных измерений значения σ^* облаков с ровной верхней поверхностью определяют максимально достижимую точность определения высоты ВГО для выбранных определения высоты ВГО и методики ее измерений.

2.1.4. Точность определения высоты ВГО из космоса

При определении высоты ВГО с помощью лидаров, установленных на ИСЗ, возникают специфические методические и инструментальные погрешности, связанные со следующими факторами: 1) влиянием атмосферы на распространение излучения лазера; 2) измерением и прогнозированием элементов орбиты;

3) ориентацией и стабилизацией ИСЗ; 4) вычислениями по приближенным формулам.

Влияние атмосферы на точность измерений дальности сводится к изменению длины пути распространения излучения, которое обусловлено градиентами и флуктуациями показателя преломления. На вертикальных трассах наиболее существенным является вертикальный градиент преломления, определяемый стратификацией плотности атмосферы. Анализ погрешностей измерения дальности, определяемых вертикальными градиентами показателя преломления для разных длин волн и расходимости лазерного излучения, приведен в работе [20]. В этой работе показано, что для высот полета ИСЗ, достигающих 1000 км и расходимости излучения лидара, лежащей в пределах 2—5', погрешность определения дальности при распространении излучения по направлению местной вертикали (нормали к поверхности) не превышает 1—2 м.

Флуктуации показателя преломления приводят, по оценкам авторов, к незначительным погрешностям измерения (порядка 10^{-3} м).

Формулы (1.29)—(1.31), используемые для вычисления высоты ВГО, получены при аппроксимации геоида эллипсоидом Красовского. Среднее значение погрешности такой аппроксимации составляет около 50 м [48]. Погрешности, возникающие при расчетах по приближенным формулам (1.29)—(1.31), не превышают 10 м.

Для случая ориентации ИСЗ по направлению геоцентрической вертикали и совпадающего с ним направления излучения лидара составляющие суммарной погрешности определяются формулами:

$$\Delta H^o(H^c) \approx \Delta H^c, \quad (2.7)$$

$$\Delta H^o(\varphi^c) = \frac{42,978l(D_{11} \sin i \cos \omega + D_{31} \cos i) \cos \varphi^c}{\rho^c - D_{21}l} \Delta \varphi^c, \quad (2.8)$$

$$\Delta H^o(i) = \frac{42,978l(D_{11} \cos i \cos \omega + D_{31} \sin i) \sin \varphi^c}{\rho^c - D_{21}l} \Delta i, \quad (2.9)$$

$$\Delta H^o(\omega) = \frac{42,978lD_{11} \sin i \sin \omega \sin \varphi^c}{\rho^c - D_{21}l} \Delta \omega, \quad (2.10)$$

$$\Delta H^o(\theta) = l \left(\Delta \theta / 2 + \frac{42,978 \sin \varphi^c \sin i \cos \omega}{\rho^c - D_{21}l} \right) \Delta \theta, \quad (2.11)$$

$$\Delta H^{\circ}(\gamma) = l \left(\Delta\gamma/2 + \frac{42,978 \sin \varphi^c \cos \omega \sin i}{\rho^c - D_{21}l} \right) \Delta\gamma, \quad (2.12)$$

$$\Delta H^{\circ}(\psi) = l \frac{42,978 \sin \varphi^c \sin \gamma \sin \psi}{\rho^c - D_{21}l} \Delta\psi, \quad (2.13)$$

$$\Delta H^{\circ}(k) = l \sin k \Delta k. \quad (2.14)$$

При выводе формул (2.7) — (2.14) использовалось разложение в ряд Маклорена функций $\sin$ и $\cos$ в окрестности нулевых значений аргументов (γ, θ, ψ) , входящих в формулу (1.29).

Значения погрешностей, определяемых формулами (2.7) — (2.14), зависят от методов и характеристик бортовой и наземной аппаратуры, используемой для измерения дальности, элементов орбиты, ориентации и стабилизации ИСЗ.

Таблица 2.1. Максимальные значения составляющих суммарной погрешности определения высоты ВГО (м) в зависимости от H° и i

Параметр и погрешность его измерения	H° км (i°)		
	300 (50)	600 (90)	1000 (90)
Наклонение орбиты			
$\Delta i = 0,2^{\circ}$	3,0	11,0	26,0
$\Delta i = 0,5^{\circ}$	7,0	27,0	65,0
Высота полета ИСЗ			
$\Delta H^c = 0,5$ км	500,0	500,0	500,0
$\Delta H^c = 0,10$ км	100,0	100,0	100,0
$\Delta H^c = 0,01$ км	10,0	10,0	10,0
Аргумент перигея орбиты			
$\Delta \omega = 0,2^{\circ}$	3,0	11,0	26,0
$\Delta \omega = 0,5^{\circ}$	7,0	27,0	65,0
Широта полета ИСЗ			
$\Delta \varphi^c = 0,2^{\circ}$	3,0	9,0	22,0
$\Delta \varphi^c = 0,5^{\circ}$	6,0	22,0	55,0
Угол тангажа			
$\Delta \theta = 2^{\circ}$	182,0	364,0	700,0
$\Delta \theta = 0,5^{\circ}$	11,0	23,0	38,0
$\Delta \theta = 0,2^{\circ}$	1,0	2,0	4,0
Угол крена			
$\Delta \gamma = 2^{\circ}$	182,0	364,0	700,0
$\Delta \gamma = 0,5^{\circ}$	11,0	23,0	38,0
$\Delta \gamma = 0,2^{\circ}$	1,0	2,0	4,0
Угол рыскания $\Delta \psi = 2^{\circ}$			
$\Delta \gamma = 0^{\circ}$	0	0	0
$\Delta \gamma = 2^{\circ}$	6,0	12,0	20,0
Угол сканирования $k = 45^{\circ}$			
$\Delta k = 0,2^{\circ}$	540	1080	1800

Вычисленные по формулам (2.7)—(2.14) максимальные значения погрешностей определения высоты ВГО за счет предполагаемых погрешностей ориентации и определения элементов орбиты ИСЗ приведены в табл. 2.1. Из данных таблицы следует, что при погрешностях ориентации и определения элементов орбиты не хуже $0,2^\circ$ и погрешности определения высоты полета ИСЗ, не превышающей 0,01 км, погрешность определения высоты ВГО будет в основном ограничиваться ее вариациями и аппроксимацией геоида.

2.2. Селекция облаков на фоне подстилающих поверхностей

При использовании лидаров задача обнаружения облаков на фоне подстилающих поверхностей сводится к процедуре разделения поступающих на вход регистрирующей аппаратуры сигналов на полезные и помехи. В тех случаях, когда мощность полезных сигналов по крайней мере в несколько раз превосходит мощность сигналов помех, выделить полезные сигналы можно выбором некоторого порогового уровня срабатывания регистрирующего устройства.

Если мощность помехи превышает мощность полезных сигналов, выделить последние выбором порогового значения невозможно. В этих случаях необходимо производить регистрацию сигналов, затем их разделение, т. е. селекцию объектов на различные группы, по какому-то характерному для этих объектов признаку. Такими признаками объектов могут быть параметры зарегистрированных сигналов (амплитуда, частота, длительность, поляризация принимаемого излучения), геометрические размеры, скорость движения и положение зондируемых объектов в пространстве. В соответствии с этим различают амплитудную, частотную, временную и т. п. селекцию. Селекция производится согласно решающему правилу, которое каждому значению характерного признака ставит в соответствие тот или другой класс объектов.

Характерные признаки, как правило, представляют случайные величины, а классы в пространстве признаков пересекаются. В этом случае решение не является однозначным и принимается с определенной вероятностью.

При наличии априорной вероятности оптимальным решающим правилом, минимизирующим вероятность ошибочной классификации, является правило Байеса.

Когда априорная информация отсутствует, используются решающие правила, основанные на критериях максимальной плотности вероятности, минимальной суммарной погрешности,

порогового отношения правдоподобия. В этом случае процедура селекции предполагает, что распределения плотностей вероятности характерных признаков классов известны. Возможность селекции облаков и подстилающих поверхностей зависит от вида распределений их характерных признаков.

Характерными признаками при локации облаков и поверхностей импульсными лидарами являются: коэффициенты поляризации обратно рассеянного излучения, форма и длительности отраженных импульсов, высоты ВГО и высоты подстилающих поверхностей.

2.2.1. Распределение высот ВГО и подстилающих поверхностей

При аппроксимации распределения высот поверхностей наиболее часто полагают, что распределение подчиняется закону Гаусса. В работе [5] с использованием такого предположения рассмотрена возможность селекции с ИСЗ облаков и подстилающих поверхностей по их высотам. Возможность применения нормального закона для аппроксимации распределения высот ряда поверхностей суши (пески, пашня, лед) обсуждалось в работах [41, 102] для случая, когда размеры зондируемых участков поверхностей ограничены расходимостью источника излучения, т. е. не превышают сотен метров. Справедливость выбранной аппроксимации при данных размерах участков поверхностей представляется обоснованной.

При зондировании с ИСЗ облучаемый участок поверхности, также имеющий размеры несколько сотен метров, в зависимости от точности ориентации может случайным образом располагаться на площади до 100×100 км. Для этого случая аппроксимация распределений высот поверхностей суши законом Гаусса нуждается в экспериментальной проверке.

Экспериментальные исследования распределения высот равнинных поверхностей территории СССР были проведены авторами с использованием самолетных лидаров, установленных на борту самолета-лаборатории Ил-18.

С помощью лидаров производились измерения дальности до поверхности по направлению местной вертикали. Приборная погрешность измерений дальности была равна 7 м, а суммарная погрешность измерения высоты рельефа составила примерно 12 м.

Были исследованы высоты поверхностей следующих регионов СССР: казахские и калмыцкие степи (районы городов Актюбинск, Элиста); пустыни Кызылкум и Каракумы; покрытые снегом равнинные участки Московской области. Для исследованных поверхностей минимальное зарегистрированное значение

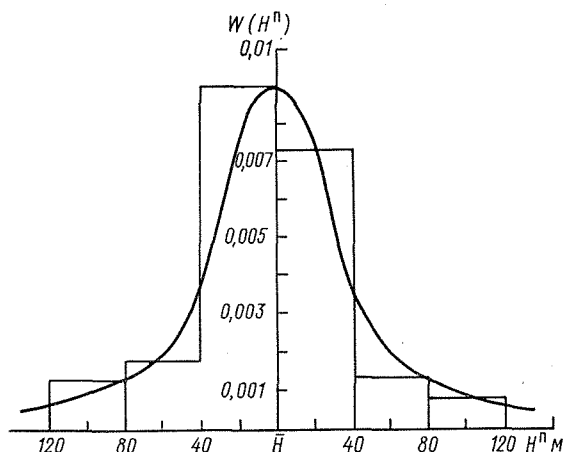


Рис. 2.1. Гистограмма относительной повторяемости отклонений высот рельефа равнинных поверхностей территории СССР и ее аппроксимация нормальным распределением ($\sigma(H^n) = 49$ м).

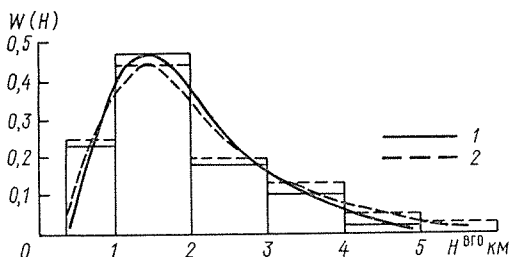
отклонения высоты от среднего уровня $H^n_{\min} = -137$ м, максимальное — $H^n_{\max} = +184$ м.

Гистограмма повторяемости отклонений от средней высоты рельефа равнинных поверхностей суши территории СССР, построенная по данным 250 измерений, приведена на рис. 2.1.

Из-за отсутствия результатов лидарных измерений для отработки методики селекции облаков и подстилающих поверхностей с ИСЗ авторами были построены модельные распределения плотности вероятности высот ВГО. В модельных распределениях использовались данные спутниковых ИК-измерений и самолетного зондирования. Из спутниковых данных, приведенных в работе [93], выбирались распределения, характеризующиеся наибольшей повторяемостью высот ВГО до 2 км. Выбранные таким образом распределения обеспечивают селекцию облаков с наиболее низкими значениями высоты ВГО. В умеренных широтах ($30-60^\circ$) такие распределения характерны для облачности над Восточной Европой и Северной Америкой в осенне-зимние периоды.

Над водными поверхностями средних широт наибольшая повторяемость низких значений высот ВГО отмечается над акваторией Индийского океана в те же периоды. По спутниковым данным приводятся значения повторяемости, усредненные в километровом интервале высот, поэтому в нижнем (0—1 км) интервале характер распределения высот ВГО над поверхностями суши определялся по данным самолетного зондирования над

Рис. 2.2. Модельные распределения высот ВГО в осенне-зимние периоды в средних широтах над Индийским океаном (1) и Восточной Европой (2).



ЕТС в осенне-зимние периоды [1]. Над акваториями распределение высот ВГО в том же интервале высот определялось по результатам радиозондовых наблюдений с судов погоды [84]. Наименьшая высота ВГО, согласно данным самолетного зондирования и радиозондовых наблюдений, была выбрана равной 0,3 км. Построенные модельные распределения плотности вероятности высот ВГО приведены на рис. 2.2.

2.2.2. Статистические характеристики импульсов лазера, отраженных от облаков и подстилающих поверхностей

При теоретических исследованиях статистических характеристик отраженных импульсов реальные подстилающие поверхности представляются совокупностью отражающих площадок различных размеров, распределенных случайным образом, т. е. статистически неровными. Распределения наклонов и высот площадок, как правило, полагаются нормальными.

Используя указанные предположения о характере исследуемой поверхности, выбирается ее модель и решается задача дифракции электромагнитных волн на модельной поверхности. Существует большое количество публикаций, в которых развиты и описаны различные методы решения задачи рассеяния электромагнитных волн на статистически неровных поверхностях [13, 41, 101]. Из результатов проведенных исследований следует, что разработанная теория хорошо описывает свойства электромагнитных волн, рассеянных морской поверхностью. Многообразие форм рельефа, классов подстилающих поверхностей различных регионов суши, а также зависимость характера рассеяния от угла падения излучения, состояния поверхности (сухая — влажная), сезонных изменений растительности затрудняет модельное описание распределений отражающих площадок и, следовательно, решение задачи рассеяния. Поэтому при расчетах формы и длительности отраженных импульсов лазера обычно пренебрегают неровностями поверхности, полагая, что рассеяние происходит по закону Ламберта.

Характер сигналов излучения лазера, рассеянного облаком, зависит от коэффициентов преломления, концентрации и распределения частиц по размерам, формы импульса и длины

волны излучения, а также от апертуры и геометрии эксперимента. При теоретическом описании взаимодействия излучения лазера со случайным ансамблем дискретных рассеивателей, каким является облако, используют волновую теорию [49], теорию переноса [45] и метод статистических испытаний [83].

В предположении однократного и двукратного рассеяния получены аналитические выражения для интенсивности и формы импульсов обратного рассеяния излучения в зависимости от параметров лидара, оптических характеристик среды и геометрии эксперимента [102]. Статистические характеристики импульсов лазера, отраженных от подстилающих поверхностей и облаков разных типов, не исследовались указанными теоретическими методами.

В работах [30, 31] экспериментальные исследования отраженных импульсов ограничивались определением изменения их длительности для случая зондирования поверхности по направлению вертикали. Изменение длительности оценивалось по коэффициенту уширения $K_{уш}$, под которым понимается отношение длительностей отраженного импульса к зондирующему.

Направление распространения излучения спутниковых лидаров зависит от углов сканирования, места установки лидара на ИСЗ, ориентации и может значительно отличаться от вертикали. Для последующей оценки формы и длительности импульсов, отраженных от подстилающих поверхностей при зондировании с ИСЗ, авторами были проведены исследования характеристик отраженных импульсов при зондировании подстилающих поверхностей и облаков лидарами, установленными на самолете-лаборатории Ил-18. Были исследованы морская поверхность и равнинные поверхности СССР следующих типов: степи, пустыни и равнины, покрытые лесом. Равнинный характер подстилающих поверхностей суши определяется по их геоморфологическим признакам, приведенным в монографии [89]. Типы подстилающих поверхностей соответствуют классификации, используемой в работе [55] при исследованиях поверхности Земли с ИСЗ. В процессе проведения экспериментов выбранный тип подстилающей поверхности контролировался визуально.

Исследованные лесные массивы (районы городов Пермь, Сыктывкар и север Свердловской области) принадлежат к лесным ландшафтам умеренного пояса с неоднородной структурой. Участки, покрытые лесом преимущественно хвойных пород, чередуются с озерами, болотами, речными долинами, вырубками. Степные поверхности характеризуются наличием сплошного, пустыни — незначительного растительного покрова.

Длина горизонтального участка полета над подстилающими поверхностями составляла около 30 км, что соответствует мо-

дальной пространственной частоте исследуемых типов ландшафтов.

Для оценки изменения длительности импульсов лазера при отражении использовались значения коэффициента уширения, определяемого как отношение длительности отраженного импульса τ_0 , поступающего на вход приемной системы лидара, к длительности зондирующего τ_1 , измеряемых на уровне 0,5 от максимального значения амплитуды

$$K_{уш} = \tau_0 / \tau_1. \quad (2.15)$$

Форма импульсов оценивалась по значению коэффициента симметрии K_c , вычисляемого по формуле

$$K_c = \tau_z / \tau_{п}, \quad (2.16)$$

где τ_z и $\tau_{п}$ — соответственно длительности заднего и переднего фронтов отраженных импульсов на входе приемной системы лидара, вычисляемые по уровням 0,1—0,9.

По полученным значениям $K_{уш}$ и K_c вычислялись их средние значения $\bar{K}$, среднеквадратические отклонения σ , коэффициенты асимметрии A и эксцесса E . Сходный характер структуры, близкие значения статистических характеристик коэффициентов уширения и симметрии позволяют объединить пустынные и степные поверхности в один класс — однородных поверхностей. Экспериментальные статистические характеристики $K_{уш}$ и K_c исследованных поверхностей для двух значений угла падения излучения лазера приведены в табл. 2.2, а распределения показаны на рис. 2.3 и 2.4.

Таблица 2.2. Параметры выборочных распределений коэффициентов симметрии K_c и уширения $K_{уш}$ для подстилающих поверхностей различных типов и слоистообразных облаков нижнего и среднего ярусов

Тип поверхности	Высота полета самолета, м	φ°	Измеряемый параметр	$\bar{K}$	σ	A	E
Степь, пустыня	1000	0	K_c	1,0	0,23	+0,3	+0,2
			$K_{уш}$	1,3	0,21	+0,4	—0,1
		30	K_c	1,0	0,25	+0,2	—0,4
			$K_{уш}$	1,4	0,36	—0,1	—0,4
Равнина, покрытая лесом	500	0	K_c	1,5	0,27	—0,2	—1,2
			$K_{уш}$	1,7	0,30	—0,5	—0,4
		30	K_c	1,9	0,53	+0,2	—0,2
			$K_{уш}$	2,1	0,55	+0,1	—1,0
Море (волнение 3—4 балла)	1000	0	K_c	1,4	0,26	+0,3	+0,1
			$K_{уш}$	1,2	0,18	+0,2	—0,3
	500—5000	0	K_c	2,9	1,24	+0,6	—0,1
			$K_{уш}$	4,9	1,20	+0,4	+2,6
Верхняя кромка слоистообразных облаков			$\ln K_{уш}$	1,5	0,24	+0,1	—0,2

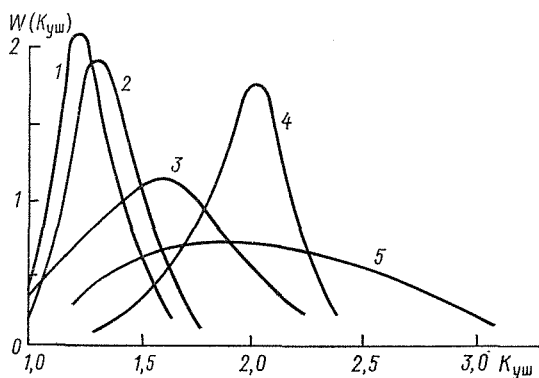


Рис. 2.3. Экспериментальные распределения коэффициентов уширения $K_{уш}$. При $\varphi=0^\circ$: 1 — морская поверхность при волнении 3—4 балла; 2 — однородные поверхности (степь, пустыня); 4 — равнинные поверхности, покрытые лесом; при $\varphi=30^\circ$: 1 — однородные поверхности (степь, пустыня); 5 — равнинные поверхности, покрытые лесом

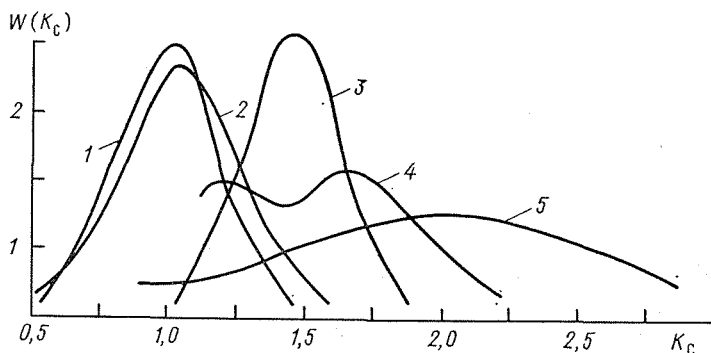


Рис. 2.4. Экспериментальные распределения коэффициентов симметрии K_c . При $\varphi=0^\circ$: 1 — однородные поверхности (степь, пустыня); 3 — морская поверхность при волнении 3—4 балла; 4 — равнинные поверхности, покрытые лесом; при $\varphi=30^\circ$: 2 — однородные поверхности (степь, пустыня); 5 — равнинные поверхности, покрытые лесом.

При надирном угле $\varphi=0^\circ$ значения $K_{уш}$ для однородных подстилающих поверхностей хорошо согласуются (различие не превышает 10 %) с данными работ [30, 31].

По характеру распределений, значениям коэффициентов асимметрии и эксцесса определяется вид распределений, аппроксимирующих полученные зависимости. При выборе аппроксимирующих распределений использовались области значений A и E , соответствующие определенным теоретическим распределениям группы Пирсона. В соответствии с этим распределение коэффициентов K_c и $K_{уш}$ для однородных поверхностей суши и морской поверхности было аппроксимировано нормальным законом.

Распределение коэффициентов симметрии для однородной суши и морской поверхности при волнении 3—4 балла также аппроксимируется нормальным законом. Более сложный характер имеют распределения K_c и $K_{уш}$ импульсов, отраженных от поверхностей, покрытых лесом. Параметры асимметрии и эксцесса этих распределений близки к критической области для распределений группы Пирсона.

Из проведенного анализа ошибок измерений следует, что суммарные расчетные погрешности определения параметров K_c и $K_{уш}$ составляют соответственно 22 и 19 %.

Сравнения рассчитанных погрешностей с данными табл. 2.2 приводит к очевидному выводу, что для однородных поверхностей величины среднеквадратичных отклонений параметров K_c и $K_{уш}$ определяются в основном погрешностями измерений. Для поверхностей, покрытых лесом, среднеквадратичные отклонения K_c и $K_{уш}$ значительно (в 1,5—2 раза) превышают погрешности измерений, что свидетельствует о достаточно сложной геометрической структуре этого типа поверхностей.

Полученные для подстилающих поверхностей средние выборочные значения коэффициентов $\bar{K}_c$ и $\bar{K}_{уш}$ сравнивались с расчетными. При расчетах использовалось выражение для амплитудно-временной зависимости отраженного импульса [78], определяемое формулой

$$A(t) = K \exp(-t^2/K_{уш}^2 \tau_1^2), \quad (2.17)$$

где K — постоянная, зависящая от параметров лида и коэффициента отражения. Значение $K_{уш}$ определяется [78] по формуле

$$K_{уш} = \frac{[(H\theta \operatorname{tg} \varphi / c \cos \varphi)^2 + \tau_1]^2}{\tau_1}, \quad (2.18)$$

где H — высота до исследуемой поверхности, θ — расходимость излучения лазера, φ — надирный угол падения излучения.

Схема зондирования показана на рис. 2.5. При выводе формул (2.17) и (2.18) в работе [78] полагалось, что углы φ значительно отличаются от настильных ($\varphi \geq 10 \dots 30^\circ$), расходимость излучения $\theta \ll \varphi$, поверхность плоская, рассеивающая по закону Ламберта, а форма излученного импульса

$$f(t) = A_0 \exp(-t^2/\tau_1^2). \quad (2.19)$$

Из формул (2.17) и (2.18) следует, что, если направление излучения перпендикулярно рассеивающей поверхности ($\varphi = 0^\circ$), форма и длительность излученных и отраженных импульсов совпадают. При наклонном падении длительность отраженного импульса увеличивается, а форма сохраняется.

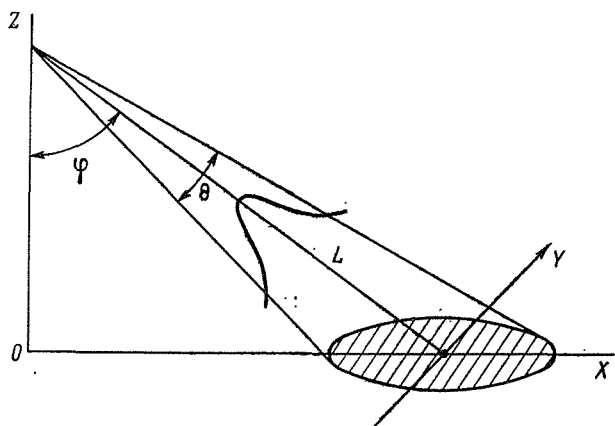


Рис. 2.5. К определению амплитудно-временной зависимости импульсов лазера, отраженных от плоской ламбертовой поверхности [78].

Расчетные значения K_c и $K_{уш}$ при $\theta = 20'$ и $\tau_1 = 2,2 \cdot 10^{-8}$ с приведены в табл. 2.3.

Из сравнения результатов проведенных расчетов и экспериментов следует, что для поверхностей, покрытых лесом, форма и длительность отраженных импульсов значительно различаются. Полученные различия также могут быть объяснены сложной геометрической структурой участков, покрытых лесом.

Форма импульсов, отраженных от однородных поверхностей, близка к симметричной, описываемой формулой Гаусса, а различия между расчетными и выборочными средними значениями $K_{уш}$ и K_c не превосходят 20, %.

Таблица 2.3. Расчетные и выборочные средние значения коэффициентов симметрии K_c и уширения $K_{уш}$ для различных подстилающих поверхностей

Поверхность	Высота полета самолета, м	φ°	K_c		$K_{уш}$	
			среднее	расчет	среднее	расчет
Степь, пустыня	1000	0	1,0	1,0	1,2	1,0
		30	1,0	1,0	1,4	1,3
Равнина, покрытая лесом	500	0	1,5	1,0	1,3	1,0
		30	1,9	1,0	1,6	1,05
Море (волнение 3—4 балла)	1000	0	1,4	—	1,3	—

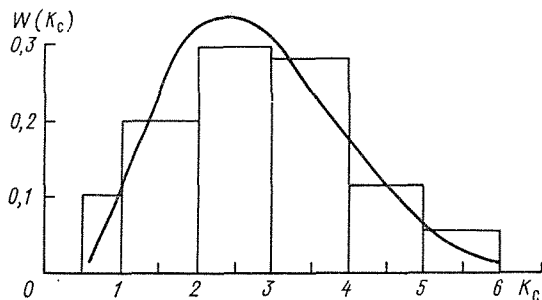


Рис. 2.6. Гистограмма относительной повторяемости выборочных значений коэффициентов симметрии K_c импульсов, отраженных от верхней поверхности облаков нижнего и среднего ярусов, и ее аппроксимация гамма-распределением с параметрами $\alpha^*=4,5$, $\beta=0,52$.

Таким образом, характер отражения импульсов лазера от однородных поверхностей (степь, пустыня) может быть описан законом Ламберта при $\varphi \leq 30^\circ$. Распределения плотности вероятности коэффициентов уширения $K_{уш}$ и симметрии K_c импульсов, отраженных от однородных поверхностей (степь, пустыня) и моря при волнении 3—4 балла, подчиняются нормальному закону при углах падения излучения, достигающих 30° .

Коэффициенты $K_{уш}$ и K_c отраженных импульсов исследовались также для слоистообразных облаков нижнего и среднего ярусов. Зондирование облаков осуществлялось с самолета Ил-18 на горизонтальных участках полета над однотипной десятибалльной облачностью на расстояниях 300—5000 м от ее верхней поверхности. Длина горизонтального участка трассы полета составляла около 30 км. При вычислениях $K_{уш}$ и K_c импульсов, отраженных от облачности, за нулевой уровень выбирались значения амплитуды, соответствующие показателю ослабления $\alpha=3,5 \text{ км}^{-1}$. Оптическая плотность облачности по трассе зондирования для полученных значений $K_{уш}$ и K_c составила 1,0—1,5.

Небольшие (в пределах 30 %) различия средних за серию значений коэффициентов K_c и $K_{уш}$, их среднеквадратичных отклонений, позволяют объединить исследованные формы облаков и построить для них общие гистограммы. Параметры полученных распределений K_c и $K_{уш}$ приведены в табл. 2.2, гистограммы — на рис. 2.6 и 2.7.

В соответствии с вычисленными значениями асимметрии A и эксцесса E распределение коэффициентов K_c импульсов, отраженных от облаков нижнего и среднего ярусов, аппроксимировалось гамма-распределением с параметрами $\alpha^*=4,5$, $\beta=0,52$, а распределение для $K_{уш}$ — логнормальным законом.

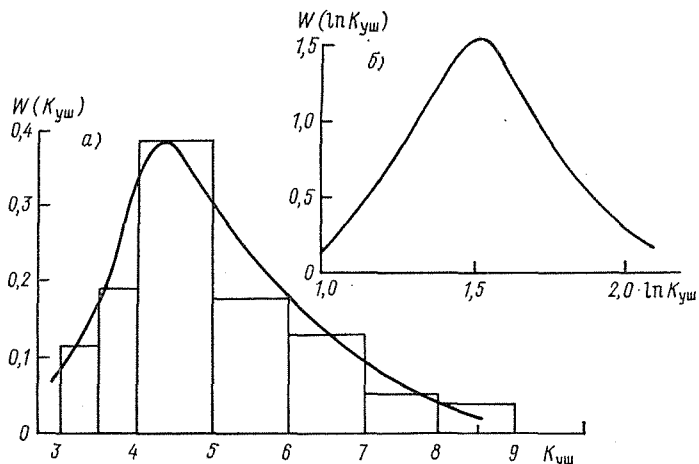


Рис. 2.7. Гистограмма относительной повторяемости выборочных значений коэффициентов ушрения $K_{уш}$ импульсов, отраженных от верхней поверхности слоистообразных облаков (а), и аппроксимация выборки логнормальным распределением (б).

Для оценки возможностей использования приведенных распределений при селекции облаков и поверхностей с ИСЗ отметим, что коэффициенты $K_{уш}$ и K_c для однородных подстилающих поверхностей определяются, согласно формулам (2.17) и (2.18), геометрическими факторами: высотой H , на которой расположен лидар, расходимостью излучения θ и надирным углом падения излучения лазера φ_H , которые можно объединить в один параметр

$$\xi = H\theta \sin \varphi_H / \cos^2 \varphi_H. \quad (2.20)$$

Для определения формы импульсов, отраженных от облаков при зондировании с ИСЗ, воспользуемся тем, что форма этих импульсов с учетом многократного рассеяния в основном зависит от высоты H , показателя ослабления α и угла поля зрения γ .

В работе [14] предложено объединить эти факторы в безразмерный параметр

$$\eta = H\alpha \operatorname{tg} \gamma. \quad (2.21)$$

Для одних и тех же параметров ξ и η из результатов лидарного зондирования с самолета по формулам (2.20) и (2.21) можно оценить форму и длительность импульсов лазера, отраженных от тех же поверхностей и облаков, при зондировании с ИСЗ. Так, приведенные выше распределения K_c и $K_{уш}$

при $\varphi=30^\circ$, высоте полета самолета 1 км и $\theta=20'$ (для одинаковых амплитудно-частотных характеристик и длительностей зондирующих импульсов лидаров) соответствуют высотам полета ИСЗ 200—300 км, погрешности ориентации по осям крена и тангажа, составляющей $30'$, расходимости излучения и углу поля зрения спутникового лидара, равным $\theta=\varphi=1'$.

2.2.3. Поляризационные характеристики излучения лазера, рассеянного от облаков и подстилающих поверхностей

Исследования поляризационных характеристик лазерного излучения, обратно рассеянного от облаков и подстилающих поверхностей, изложены в работах [29, 31]. Измерения проводились с самолета Ил-18 с использованием импульсных метеолидаров.

Основной поляризационной характеристикой излучения, определяемой с помощью лидара, является степень поляризации P . Величина P связана с интенсивностью $P_{\parallel}$ и $P_{\perp}$ сигналов, зарегистрированных соответственно первым и вторым приемными каналами лидара, соотношением:

$$P = (P_{\parallel} - P_{\perp}) / (P_{\parallel} + P_{\perp}). \quad (2.22)$$

В первом приемном канале плоскость поляризации совпадает с плоскостью поляризации источника излучения, во втором — ортогональна ей.

Величиной P определяется другая поляризационная характеристика — коэффициент деполаризации Δ :

$$\Delta = (1 - P) / (1 + P). \quad (2.23)$$

В работах [29, 31] достаточно полно исследованы статистические характеристики коэффициентов поляризации. Для основных длин волн лазерного излучения — 532, 694 и 1060 нм определены средние значения, среднеквадратичные отклонения и распределения повторяемости значений степени поляризации излучения, обратно рассеянного от верхней поверхности слоистообразных облаков разных ярусов и различных подстилающих поверхностей территории СССР. При определении степени поляризации излучения рассеянного от капельных облаков производился учет многократного рассеяния по методике, изложенной в работе [31]. Полученные распределения P представлены на рис. 2.8.

Оптическая плотность исследованных облаков C_s лежала в пределах 0,1—0,3 для облаков других ярусов была больше 1.

Из анализа полученных результатов следует, что распределение P существенно зависит от фазового состояния облаков. Результаты измерений P на длине волны 530 нм сравнивались с аналогичными данными, полученными на длине волны

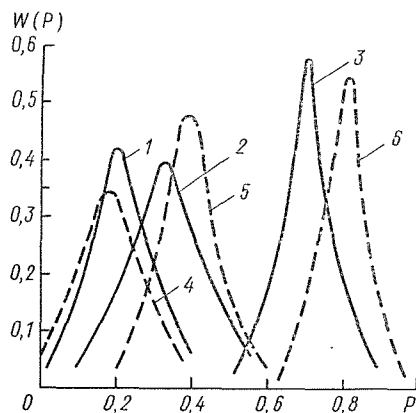


Рис. 2.8. Распределение значений степени поляризации рассеянного излучения лазера (530 нм) для различных облаков и поверхностей.

1 — Cs (кристаллическая фаза); 2 — St, As, Ns (смешанная фаза); 3 — St, Sc (капельная фаза); 4 — лес; 5 — степь, 6 — море (волнение 1—3 балла).

1,06 мкм для тех же облаков. Из результатов сравнений, проведенных в работе [28], следует, что различия между значениями P для указанных длин волн составляют не более 10 %, т. е. лежат в пределах погрешности измерений. Распределения степени поляризации на тех же длинах волн для исследованных форм облаков практически совпадают.

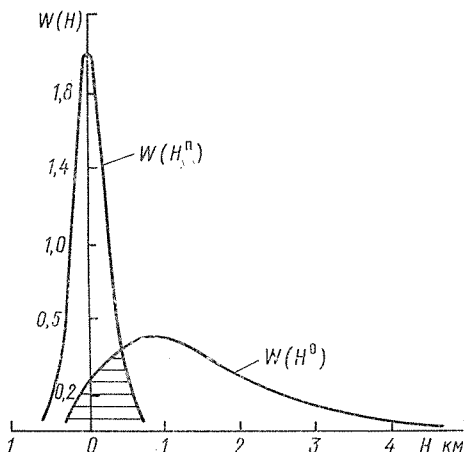
Из анализа кривых, приведенных на рис. 2.8, следует, что для степей, песчаных поверхностей и поверхностей, покрытых лесом, распределения P перекрываются. Их медиана лежит в пределах 0,2—0,3, а среднее значение $\bar{P}$ составляет 0,3—0,4. Для водной поверхности медиана составляет около 0,7, а $\bar{P} = 0,75$.

Форма распределений, представленных на рис. 2.8, близка к распределению Гаусса.

2.3. Информативность характерных признаков облаков и подстилающих поверхностей при локации импульсными лидарами с ИСЗ

Вероятность селекции облаков и поверхностей по некоторому характерному для них признаку определяется общей площадью распределений этого признака. Значение общей площади, нормированной на сумму площадей распределений, в соответствии с [32] условно назовем информативностью. Значения определенной таким образом информативности I лежат в пределах 0—0,5 (рис. 2.9). При $I=0$ информативность максимальна — распределения не имеют общих точек, при $I=0,5$ информативность минимальна, так как распределения плотности вероятности характерных признаков совпадают. Значения информативности степени поляризации P коэффициентов сим-

Рис. 2.9. К оценке информативности характеристик облаков и подстилающих поверхностей.



метрии K_c , уширения $K_{уш}$ для слоистообразных облаков и равнинных подстилающих поверхностей различных типов, вычисленные с использованием приводимых распределений (см. п. 2.2), представлены в табл. 2.4.

Из данных табл. 2.4 следует, что для указанных поверхностей и облаков нижнего и среднего ярусов максимальна информативность коэффициентов $K_{уш}$. Близка к максимальной информативность коэффициентов K_c для слоистообразных облаков нижнего и среднего ярусов и подстилающих поверхностей следующих типов: степи, пустыни, море при волнении 3—4 балла и покрытые лесом поверхности.

Информативность параметра P максимальна для облаков верхнего яруса и морской поверхности. Информативность таких признаков как высоты поверхности H^n и верхней границы облачности H^0 при зондировании с ИСЗ существенным

Таблица 2.4. Значения информативности I степени поляризации P , коэффициентов симметрии K_c , уширения $K_{уш}$ для облаков и поверхностей

Поверхность	Ярус облаков	$I (P)$	$I (K_c)$	$I (K_{уш})$
Степь, пустыня	Верхний	0,40	—	—
	Средний	0,20	0,05	0,0
	Нижний	—	0,0	0,0
Море (волнение 3—4 балла)	Верхний	0,0	—	—
	Средний	0,33	0,10	0,0
	Нижний	0,33	0,10	0,0
Равнина, покрытая лесом	Верхний	0,44	—	—
	Средний	0,10	0,33	0,0
	Нижний	0,10	0,33	0,0

образом зависит от погрешностей ориентации и погрешности определения высоты полета ИСЗ ΔH^c . В зависимости от режимов ориентации ИСЗ значения $H^п$ и H^o вычисляются по одной из формул (1.29)—(1.31). При этом суммарное отклонение вычисленных значений $H^п$ от их среднего значения является среднеквадратичной суммой вариаций высот рельефа поверхностей и погрешностей их измерения. Полагая, что распределение погрешностей измерения подчиняется закону Гаусса, были вычислены значения информативности высот поверхностей $H^п$ и верхней границы облаков H^o при погрешности ориентации, равной 2° , высоте $H^c = 300$ км и различных погрешностях ее определения. Расчеты производились для случая минимальной информативности, которой соответствует максимальная возможная величина $H^c = \bar{H}^c + \Delta H^c$. Случай минимальной информативности при $\Delta H^c = 0,5$ км и $\Delta\theta = \Delta\psi = \Delta\gamma = 2^\circ$ показан на рис. 2.9. Вычисленные значения $I(H^п, H^o)$ составили 0, 0,2 и 0,31 для погрешностей определения высоты полета ИСЗ, равных соответственно 0,1, 0,5 и 1,0.

2.4. Основные параметры бортового лидара для оперативного определения высоты ВГО и селекции облачности с низкоорбитальных ИСЗ

В настоящее время перспективными для использования лазерных методов и средств зондирования считаются низкоорбитальные ИСЗ, орбитальные космические станции и КА многоразового действия типа «Шаттл», функционирующие в диапазоне высот 300—450 км.

Орбитальные космические станции наиболее целесообразно использовать для отработки с участием операторов спутниковых методов исследований Земли и комплексов соответствующей аппаратуры. Низкоорбитальные ИСЗ и КА многоразового действия можно использовать также для оперативных наблюдений. Для повышения информативности следует использовать лидары в комплексе с ТВ и ИК-аппаратурой, осуществляющей обзор подспутникового пространства.

Первый этап разработки спутниковых лидаров состоит в выборе и обосновании основных параметров, обеспечивающих качественное функционирование аппаратуры с учетом требований максимального ограничения массы, габаритов и энергопотребления. Применительно к лидарам, предназначенным для определения высоты ВГО, качество аппаратуры определяется такими характеристиками, как вероятность правильного обнаружения полезных сигналов $W_{по}$ и сигналов ложной тревоги $W_{лт}$, точность измерения дальности до облаков и поверхностей и вероятность правильной селекции. Основными пара-

метрами, обеспечивающими указанные характеристики лидара для заданной высоты полета КА, являются мощность P_0 импульса излучения лазера, площадь S и угол поля зрения γ приемной антенны, ширина $\Delta\lambda$ спектральной полосы приемника излучения.

Мощность импульса лазера и площадь приемной антенны определяют в основном энергопотребление, габариты и массу лидара. В качестве приемной антенны лидаров обычно используются оптические телескопы различных типов. Из оптической аппаратуры, используемой на орбитальной космической станции, максимальные размеры, габариты и массу имел большой субмиллиметровый телескоп, диаметр основного зеркала которого достигал 1,5 м [94]. Приборы такого типа являются исключительно дорогостоящими, сложны в изготовлении и монтаже. Их целесообразно использовать для уникальных научных наблюдений. При разработке специализированной научной аппаратуры, предназначенной для проведения регулярных наблюдений, необходимо максимальным образом использовать типовую конструкцию КА, предусмотрев возможность транспортировки и монтажа аппаратуры. Кроме площади, основными параметрами приемных антенн являются угол поля зрения γ и коэффициент пропускания K_1 . Передающая оптическая антенна лидара используется для уменьшения расходимости лазерного излучения. Ее основными характеристиками является увеличение Γ (отношение углов расхождения лучей на входе и выходе антенны) и коэффициент пропускания K_2 .

Рабочая мощность импульса и длина волны излучения лидара зависят от характеристик рассеяния облаков и уровня фоновых помех. В широких пределах длин волн (от 0,3 до 1 мкм) показатели ослабления и обратного рассеяния облаков основных форм и подстилающих поверхностей различных типов практически не зависят от длины волны излучения. Поэтому при выборе рабочей длины волны необходимо учитывать в первую очередь пропускание атмосферы T , фоновое излучение и квантовую эффективность фотоприемников η . На освещенной стороне Земли основной вклад в фоновое излучение вносит Солнце. Мощность P_Φ фонового излучения, отраженного от облаков либо поверхностей и поступающего на вход фотоприемного элемента лидара, может быть вычислена по формуле

$$P_\Phi = \frac{E_\lambda \cos \varphi_\odot S \gamma^2 K_1 T^2 A_0 \Delta\lambda}{4}, \quad (2.24)$$

где E_λ — спектральная плотность солнечного излучения на верхней границе атмосферы, $\varphi_\odot$ — зенитное расстояние Солнца, A_0 — альбедо рассеивающей поверхности; остальные обозначения приведены выше.

При выводе формулы (2.24) предполагалось, что поверхность рассеивает по закону Ламберта. Максимальные значения E_λ и η лежат в области $\lambda=500$ нм. Очевидно, что уменьшить уровень фона можно, выбирая длину волны лидара в УФ или ИК-областях. Для УФ-диапазона созданы перестраиваемые лазеры на красителях и эксимерные лазеры, а также твердотельные лазеры с преобразованием в третью или четвертую гармонику излучения на длине волны $\lambda=1,06$ мкм.

Разработка спутниковых лидаров, использующих лазеры на красителях или эксимерах, является технически сложной, не решенной в настоящее время задачей. Использование преобразования частот в УФ-область связано с большими потерями мощности лазера. В этой области необходимо также учитывать ослабление излучения в атмосфере за счет поглощения озоном. Большие потери в УФ-диапазоне приводят к необходимости повысить мощность излучения и, следовательно, энергопотребление, что ограничивает использование этого спектрального диапазона для определения высоты ВГО.

Основной недостаток ИК-диапазона связан с резким (по сравнению с видимым диапазоном) уменьшением квантовой эффективности ФЭУ, не компенсирующей уменьшение величины E_λ . Перспективы повышения квантовой эффективности связаны с разработкой фотокатодов на основе легированных полупроводниковых соединений. Лучшие полупроводниковые фотокатоды обеспечивают квантовую эффективность η , достигающую 0,4 в области $\lambda=1$ мкм. Технологические трудности до настоящего времени ограничивают промышленный выпуск эффективных ФЭУ в области этой длины волны.

В видимой области в качестве передатчика лидара могут быть использованы лазеры на рубине и алюмо-иттриевом гранате (АИГ). Лазеры на АИГ могут работать с большой (до 100 Гц) частотой повторения импульсов излучения, имеют большой ресурс работы и относительно меньшее энергопотребление, массу и габариты, чем аналогичные лазеры на рубине. Наиболее перспективны для использования лазеры на второй гармонике излучения АИГ, длина волны которой $\lambda=532$ нм близка к области максимальной чувствительности большинства выпускаемых ФЭУ.

Эффективность генерации второй гармоники АИГ зависит от типа нелинейного элемента, применяемого для преобразования, условий его использования (плотности мощности падающего излучения, длины волны, температуры элемента и т. п.) и позволяет достичь КПД 70 % и выше. Среднее КПД преобразования во вторую гармонику АИГ составляет 15—20 %. Эффективным способом ограничения фонового излучения, поступающего в приемное устройство лидара, является

уменьшение угла поля зрения γ и сужение спектральной полосы пропускания приемного устройства. Очевидно, что величина γ должна превосходить расходимость передатчика лидара. Иначе в поле зрения лидара будет попадать часть облучаемого метеообъекта, пропорционально которой уменьшится мощность полезного сигнала.

Расходимость излучения на выходе лазера может изменяться в широких пределах. Так, без использования передающей оптической системы расходимость излучения лазера на АИГ составляет около 3 мрад, а дифракционный предел с использованием передающей оптики достигает 0,1 мрад. Для бортовых лидаров, используемых в комплексе с ТВ и ИК-обзорной аппаратурой, расходимость излучения лазера целесообразно уменьшать до значения, соответствующего пространственному разрешению данной аппаратуры. Уменьшение расходимости сверх этого значения приводит к потере информативности. Так как среднее разрешение обзорной аппаратуры лежит в пределах нескольких сотен метров, расходимость излучения для низкоорбитальных КА может быть ограничена углом расходимости 0,3 мрад.

При выборе угла поля зрения необходимо учитывать смещение зондируемого участка Земли, находящегося в поле зрения приемной системы лидара. Это смещение связано со скоростью движения ИСЗ и временем распространения излучения и для высот полета, равных 300 км, приводит к дополнительному увеличению поля зрения приблизительно на 0,2 мрад. Следует также подчеркнуть, что с уменьшением поля зрения лидара повышаются требования к устойчивости оптических систем лидара, т. е. сохранению направления оптических осей, угла поля зрения, расходимости при температурных и механических (вибрация, удары) воздействиях. Это обстоятельство приводит к дополнительному усложнению конструкции лидара, увеличению его массы и повышению сложности монтажа на ИСЗ.

Уменьшить фоновое излучение, кроме изменения угла поля зрения, можно с помощью оптических элементов, ограничивающих спектральную полосу принимаемого излучения. Наибольшее распространение в лидарах нашли интерференционные светофильтры, спектральная полоса которых $\Delta\lambda$ составляет 1—3 нм, а пропускание в максимуме достигает 0,7—0,8. Считается достижимым значение $\Delta\lambda$, равное 0,1 нм, однако создание таких светофильтров, пригодных для эксплуатации на борту ИСЗ, является сложной технической задачей.

Варьируя рассмотренные выше параметры лидара, авторы рассчитали мощность импульса излучения P_0 для длин волн 0,53 и 1,06 мкм. Расчеты производились с использованием ме-

Таблица 2.5. Возможные значения основных параметров современного и перспективных лидаров для определения высоты ВГО ($H_0 = 300$ км, направление излучения — в надир)

Параметр	Лидар	
	современный	перспективный
Длина волны излучения	0,53 мкм	1,06 мкм
Длительность импульса излучения	10^{-8} с	10^{-8} с
Угол поля зрения приемной антенны	0,5 мрад	0,5 мрад
Квантовая эффективность ФЭУ	0,2	0,2
Частота повторения импульсов	1—10 Гц	1—10 Гц
Полоса пропускания фильтра	1 нм	1 нм
Ориентировочное энергопотребление	3 кВт	1 кВт
Ориентировочная масса	150 кг	100 кг
Мощность излучения в импульсе	160 (0,06) МВт	50 (0,06) МВт
	75 (0,2) МВт	30 (0,2) МВт
		27 (0,06)* МВт

Пр и м е ч а н и е. В скобках приведена площадь приемной антенны в м^2 ; звездочкой отмечены данные при полосе пропускания фильтра 0,2 нм.

тодики и расчетных соотношений, приведенных в работе [69]. Выбранные параметры лидаров, входящие в расчетные соотношения, приведены в табл. 2.5. При расчетах вероятность ложной тревоги $W_{\text{лт}}$ на трассе 20 км, соответствующей максимальному диапазону высот облаков, полагалась равной 10^{-2} , а вероятность правильного обнаружения сигнала $W_{\text{по}} = 0,95$. Так как высота ВГО определяется в результате усреднения по серии измерений, значительное завышение $W_{\text{лт}}$ и $W_{\text{по}}$ по сравнению с приведенными выше значениями для однократного измерения нецелесообразно.

Для оценок минимальной мощности P_c полезного сигнала на входе ФЭУ, обеспечивающего заданные характеристики обнаружения, выбирались значения $P_{\text{ф}}$, рассчитанные по формуле (2.24) при $\varphi_0 = 0$, $T = 0,7$ и коэффициентах $K_1 = 0,5$, $A_0 = 0,8$. Мощность P_0 импульса излучения лазера определялась из уравнения лазерной локации при коэффициенте пропускания передающей оптической системы $K_2 = 0,8$, показателе рассеяния облачности $\sigma(\nu) = 3,5 \text{ км}^{-1}$ и значении индикатрисы рассеяния назад $\kappa_{\pi} = 0,05$. В табл. 2.5 приведены значения P_0 , рассчитанные для различных значений S , $\Delta\lambda$ и η .

Характеристикой, непосредственно связанной с энергопотреблением, массой и габаритами лидара, является частота повторения f импульсов излучения лазера. Максимальная частота f ограничивается пространственным масштабом однородности показателя рассеяния облаков, равным примерно 1 км,

и составляет 10 Гц. Зондирование с максимальной частотой повторения наиболее целесообразно производить при определении высоты ВГО мезомасштабных облачных образований, занимающих площади несколько десятков квадратных километров. При определении высот ВГО облачных образований синоптического масштаба, охватывающих территории сотни и тысячи квадратных километров, частота повторения может быть уменьшена до 1 Гц. Ориентировочные значения мощности, потребляемой лидарами при частоте повторения $f=10$ Гц приведены в табл. 2.5. Там же указана приблизительная масса современного и перспективного лидаров. Из приведенных в табл. 2.5 характеристик видны преимущества использования длины волны излучения 1,06 мкм, которые могут быть реализованы при промышленном освоении ФЭУ и узкополосных интерференционных светофильтров, эффективных на этой длине волны.

Обобщенная структурная схема спутникового лидара, определяющая основные функциональные блоки, их состав и связи с другими блоками и узлами спутниковой аппаратуры, приведена на рис. 2.10. Схема содержит следующие основные блоки: *I* — передающий блок, *II* — приемный блок, *III* — блок обработки. Передающий и приемный блоки объединены конструктивно и представляют таким образом моностатический вариант лидара. Передающий блок состоит из блока накачки 4, лазера 1, преобразователя частоты 2 и передающей оптической антенны 3, на выходе которой формируется излучение лазера с заданными энергетическими и угловыми характеристиками. Сформированное блоком *I* излучение направляется в атмосферу непосредственно, либо через иллюминатор 8. Рассеянное облаками и поверхностями излучение лазера собирается приемной оптической антенной 5. Пройдя приемную антенну и блок спектральных фильтров 6, излучение поступает в узел фотоприемника 7, в котором световой сигнал преобразуется в электрический и усиливается.

Входящие в блоки *I* и *II* узлы являются общими для различных типов наземных, самолетных и спутниковых лидаров. Особенностью спутникового лидара является наличие специализированного блока обработки *III*, сопряженного с бортовой ЭВМ 12. В аналого-цифровом преобразователе (АЦП) 8 производится преобразование амплитуды и длительности сигнала, поступающего с выхода усилителя, в конечное число дискретных уровней, каждому из которых соответствует определенный цифровой код.

Накопление и временное хранение преобразованных сигналов производится в оперативном запоминающем устройстве (ОЗУ) 9. Для передачи данных из ОЗУ в БЭВМ используется

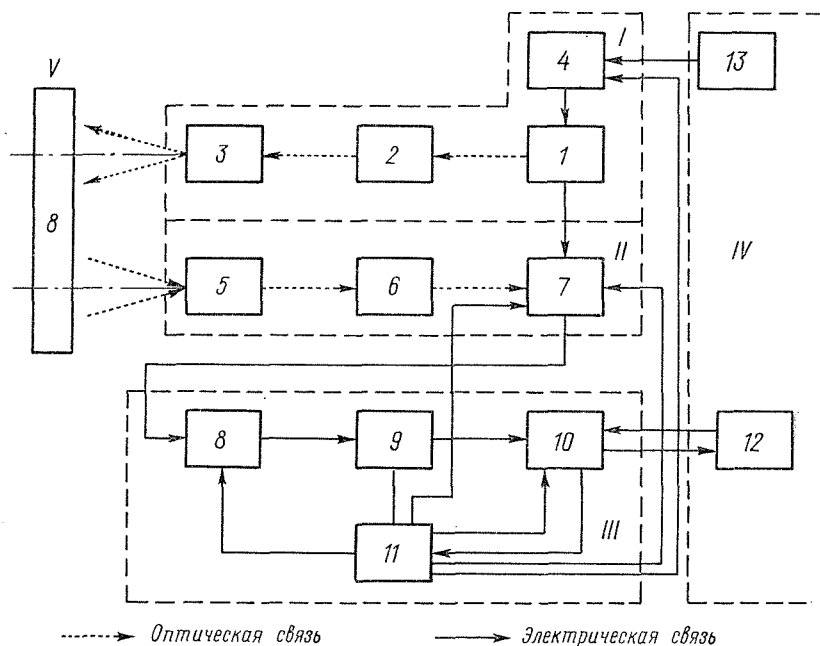


Рис. 2.10. Обобщенная структурная схема спутникового лидара для определения высоты ВГО.

Передаточный блок I: 1 — лазер; 2 — преобразователь частоты; 3 — передающее оптическое устройство; 4 — устройство накачки и поджига лазера; приемный блок II: 5 — приемная оптическая антенна; 6 — интерференционный светофильтр; 7 — фотоприемник; блок обработки III: 8 — аналого-цифровой преобразователь (АЦП); 9 — оперативное запоминающее устройство (ОЗУ); 10 — устройство сопряжения (интерфейс); 11 — устройство управления; служебная аппаратура КА IV: 12 — бортовая ЭВМ; 13 — источник энергоснабжения, элементы конструкции КА V: 8 — иллюминатор.

устройство сопряжения (интерфейс) 10. Устройство управления 11 формирует сигнал управления режимами работ АЦП, ОЗУ и БЭВМ. Кроме того, в блоке 11 формируются сигналы запуска лазера 4 и строб-импульсы фотоприемника 7.

В бортовой ЭВМ 12 над преобразованными в цифровую форму импульсами производятся следующие операции: вычисление длительности отраженного импульса, коэффициентов уширения $K_{уш}$ и симметрии K_c , степени поляризации P . Вычисляется также расстояние l от лидара до зондируемого метеобъекта и определяется его высота H^o по формулам (1.29) и (1.30). Используя величины $K_{уш}$, K_c , P и H^o производится селекция импульсов, отраженных от облаков и поверхностей. Для импульсов, отраженных от облаков, в БЭВМ вычисляются вертикальные профили показателей рассеяния, расстояние от лидара до части облака, характеризуемой показателем ослаб-

ления $3,5 \text{ км}^{-1}$, соответствующим выбранному определению понятия «высота ВГО». По формулам (1.29) и (1.30) для каждого значения I_0 вычисляется высота ВГО и производится пространственно-временная привязка значений $H_{\text{ВГО}}$.

Если комплекс аппаратуры, включающей лидар, работает в режиме непосредственной передачи, через канал телеметрии на наземные пункты передаются текущие значения высоты ВГО в темпе обработки. Дальнейшая обработка данных о высоте ВГО производится на Земле. При обработке бортовой аппаратуры в режиме запоминания информации для значений высоты ВГО вычисляется ее среднее значение и среднеквадратичное отклонение. Полученные значения $H_{\text{ВГО}}$, $\bar{H}_{\text{ВГО}}$, $\sigma(H_{\text{ВГО}})$ накапливаются в бортовом запоминающей устройстве (БЗУ) ИСЗ и во время сеансов связи передаются на пункты приема в ускоренном темпе.

Глава 3. Определение параметров стратосферного аэрозоля

В этой главе рассмотрены вопросы, связанные с атмосферным аэрозолем, находящимся в нижней стратосфере. Повышенный интерес к аэрозолю, расположенному в этом слое атмосферы, связан с его существенным влиянием на изменения радиационного режима атмосферы. Аэрозоль приземного слоя воздуха обусловлен прежде всего локальными источниками выбросов. Применение для контроля таких источников лидарной спутниковой аппаратуры в настоящее время вряд ли оправданно. Концентрация аэрозоля в верхней стратосфере и мезосфере (в основном продукты распада космической материи) значительно меньше, чем в нижних слоях, поэтому он не оказывает столь существенного влияния на трансформацию излучения в атмосфере Земли.

В начале главы приводятся самые основные сведения о стратосферном аэрозоле и методах измерения его характеристик. Целесообразность публикации таких данных объясняется необходимостью правильной формулировки задач последующих комплексных исследований стратосферного аэрозоля из космоса.

Метод одностотного зондирования стратосферного аэрозоля с борта ИСЗ сейчас является наиболее просто реализуемым. При этом математическая формулировка метода остается практически неизменной для лазерного зондирования из космоса. Поэтому в этой главе подробно рассматривается метод одностотного зондирования, позволяющий по сигналу обратного рассеяния определить отношение обратного рассеяния, т. е. перейти к величинам уже непосредственно характеризующим объект исследования.

Далее здесь описываются один из вариантов отечественных лидаров для зондирования стратосферного аэрозоля и основные полученные результаты. Лидар можно рассматривать как прототип бортовой аппаратуры, а полученные экспериментальные данные наглядно иллюстрируют возможности созданного прибора.

3.1. Основные сведения о стратосферном аэрозоле

Непосредственно различным аспектам стратосферного аэрозоля в последние годы посвящено значительное число научных публикаций (см., например, [7, 46, 47, 56, 57, 72]). Рассмотрим вкратце основные полученные данные.

Стратосферный аэрозоль состоит из смеси ядер Айткена (< 100 нм) крупных капель кислоты (иногда включающих кристаллы), космической пыли, вулканического пепла.

Характеристиками аэрозоля, определяющими процессы рассеяния и поглощения излучения от Солнца и Земли, являются их размер, форма, химический состав и фазовое состояние.

Вулканические извержения поставляют в стратосферу не только частицы, но и большое количество газов, содержащих двуокись серы. В атмосфере могут реализоваться различные механизмы окисления SO_2 , по разному зависящие от метеоусловий и концентрации аэрозоля — гетерогенное окисление на поверхности частиц, каталитическое и некаталитическое окисление в растворе и газофазное окисление. Большинство механизмов приводит к предельной степени превращения SO_2 в сульфаты.

На основе численного моделирования авторы работы [134] пришли к выводу, что поступающий из тропосферы SO_2 не является прямым источником образования аэрозоля. Причина тому — медленная диффузия SO_2 и его способность активно реагировать с гидроксидом. Скорее всего основную роль в формировании стратосферного аэрозоля играет карбонил сульфид, фотодиссоциирующий с образованием SO_2 на высотах 20—30 км. Возможен вклад CS_2 .

Говоря о стратификации стратосферного аэрозоля, необходимо отметить, что наблюдаемые распределения аэрозольных слоев могут быть объяснены не только поступлением вулканической и космической пыли и газов в стратосферу. Существуют теоретические расчеты, показывающие значительное влияние термодинамических параметров атмосферы на формирование стратосферного аэрозоля [66].

Такое влияние объясняет и наблюдаемую тесную корреляцию (коэффициент корреляции 0,74—0,95) между минимумом температуры стратосферы и максимумом обратного аэрозольного рассеяния [146].

Расчеты, проведенные авторами работы [127], показали, что основным механизмом нуклеации в стратосфере является гетерогенная нуклеация. Однако при увеличении концентрации паров H_2SO_4 и H_2O существенной может оказаться гомогенная нуклеация либо ионная нуклеация на больших ионных кластерах.

Было установлено, что вблизи струйных течений происходит вторжение тропосферного аэрозоля в стратосферу. Особенно интенсивные в низких широтах вторжения могут играть существенную роль в дальнейшем формировании стратосферного аэрозоля, приводя к трансформации газа в частицы и нуклеации на ядрах Айткена.

Результаты измерений распределения по размерам частиц стратосферного аэрозоля обсуждаются, например, в работах [157, 167]. Большинство проведенных экспериментов свидетельствуют о быстром падении концентрации частиц с радиусом $r > 200$ нм, а данные полученные на высотах 12, 15 и 18 км показывают, что максимум распределения наблюдается для частиц с $r = (1,5 \dots 3,0) \cdot 10^2$ нм. Результаты измерений получены с помощью импактора или ФЭС.

Распределение частиц стратосферного аэрозоля по размерам можно описать различными формулами в зависимости от области размеров частиц [168].

Комплексный показатель преломления частиц аэрозоля $m = n - ik$ обуславливает соотношение поглощаемого и рассеиваемого излучения. Значения n варьируют от 1,34 (вода) до 1,54 (сульфаты); для взвешенных частиц почвы обычно считается $m = 1,525 - 0,005i$. Однако частицы почвы имеют сложную форму и химический состав, и поэтому значение m может меняться. Для стратосферы обычно принимается $n = 1,43$, $k < 0,002$.

Выше были перечислены механизмы, обуславливающие формирование стратосферного аэрозоля. Современные знания не позволяют строго оценить вклад каждого из них, который к тому же изменяется в зависимости от вулканической деятельности, интенсивности метеорных потоков и т. п. Исследования механизмов образования стратосферного аэрозоля важно не только в проблеме изменения радиационного баланса атмосферы. Наблюдаемые отрицательные корреляции между распределениями озона и аэрозоля в стратосфере [154], аэрозоля и температуры стратосферы [167], связь аэрозоля и ионной концентрации свидетельствуют об активном участии аэрозоля в наиболее важных процессах, происходящих в стратосфере.

Попытка учесть различные процессы формирования стратосферного аэрозоля была предпринята коллективом авторов [128], предложивших нестационарную одномерную модель стратосферного аэрозоля. В модели было принято, что вертикальный перенос основных серосодержащих соединений осуществляется турбулентной диффузией, использовались средние распределения концентраций SO_2 , H_2SO_4 , CSO , HSO_3 , OH , HO_2 , H_2O , NO_2 и O_3 , а также учитывались процессы нуклеации, конденсации, коагуляции, седиментации, диффузии и вымывания частиц. Микроструктура аэрозоля, состоящего из капель H_2SO_4 ,

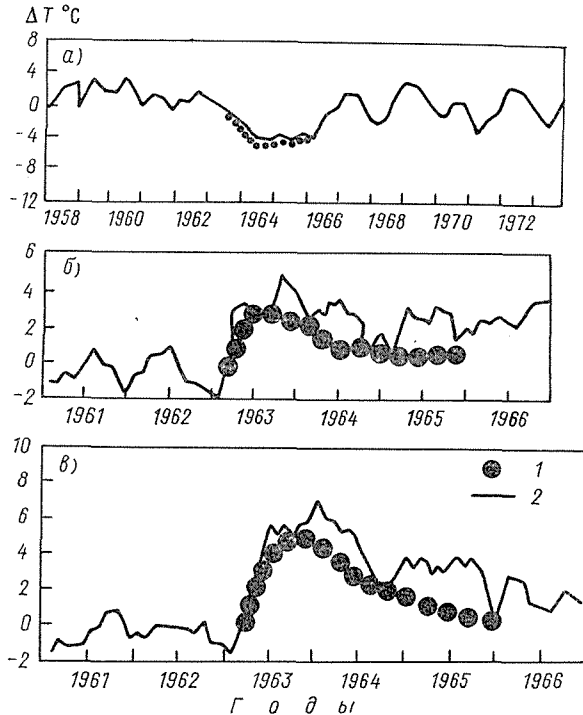


Рис. 3.1. Вычисленные (1) и наблюдаемые (2) значения температуры после извержения вулкана Агунг [167].

а — поверхность Земли; *б* — уровень 100 гПа; *в* — уровень 60 гПа.

задавалась 25 градациями радиусов частиц в диапазоне $10—2,56 \cdot 10^3$ нм.

К наиболее важным выводам проведенных расчетов можно отнести высокую чувствительность характеристик стратосферного аэрозоля к выбросам SO_2 в стратосферу, изменению высоты тропопаузы и прекращению гетеромолекулярного роста. Отношение смеси крупных частиц ($r > 150$ нм) сильно зависит от изменения температуры атмосферы.

Климатические эффекты, возможные из-за стратосферного аэрозоля, рассмотрены в [7, 21, 58, 99, 167] и др.

Не останавливаясь подробно на полученных данных, необходимо заметить следующее. К. Я. Кондратьев отмечает, что превосходную природную модель глобального радиационного возмущения, воздействующего на климат, представляет собой крупное вулканическое извержение [58]. В рамках различных моделей в СССР и за рубежом были произведены расчеты

изменения температуры атмосферы в результате крупных выбросов в стратосферу продуктов вулканических извержений. Расчеты показывают выходом из тропосферы, которое определяется преобладанием эффекта дополнительного ослабления солнечного излучения над парниковым эффектом в длинноволновой области спектра. Стратосфера в этом случае прогревается как за счет дополнительного поглощения солнечной радиации, так и за счет восходящих тепловых потоков из тропосферы. Однако неопределенность оптических свойств аэрозоля, его химического состава, микроструктуры, а также условность одномерных моделей делают полученные результаты достаточно приближенными. Тем не менее хорошее согласие теоретических данных и результатов наблюдений свидетельствует о достоверности расчетных данных. Это подтверждают данные наблюдений и расчетов температуры у поверхности Земли, на уровнях 100 гПа (~ 16 км) и 60 гПа ($\sim 19,5$ км) после извержения вулкана Агунг [167], приведенные на рис. 3.1.

3.2. Методы определения характеристик стратосферного аэрозоля

3.2.1. Контактные методы

Анализ данных, поступающих со специальных счетчиков и заборников, установленных на исследовательских самолетах и аэростатах, позволяет определить основные характеристики стратосферного аэрозоля.

Фотоэлектрические счетчики, используемые в исследованиях стратосферы, детектируют интенсивность рассеянного света от каждой частицы при прохождении светового луча через зондируемый объем. Изменение числа частиц, связанное с различным рассеянием при прохождении через известный объем воздуха, определяет функцию распределения частиц по размерам. Для сбора в стратосфере капель кислоты и твердых частиц с диаметром более 100 нм используются импакторы и фильтры. Затем проводится лабораторный анализ полученных проб.

В фильтровых заборниках проб, наряду с использованием различных фильтрующих материалов, применяют пропитку подложек химическими реагентами для регистрации газов. Затем пробы подвергаются химическому анализу. Информация о стратосферном аэрозоле поступает также при исследовании проб другими методами (электронная микроскопия, рентгеноструктурный анализ, масс-спектрометрия, рамановская спектроскопия).

Наиболее детальные экспериментальные сведения о страто-

сферном аэрозоле были получены сотрудниками Вайомингского университета [134, 157], разработавшими специальные аэрозольные зонды для фотоэлектрического счета частиц с $r > 150$ нм и ядер конденсации.

Анализ полученных данных показал, что в стратосфере отношение концентраций частиц двух фракций ($r > 150$ нм и $r > 250$ нм) не изменяется и составляет 4—5. Максимум суммарной концентрации аэрозоля в экваториальном поясе в основном расположен на высотах 22—26 км и снижается параллельно тропопаузе до 17—18 км в полярных районах. К числу существенных особенностей глобального распределения аэрозоля относится годовой ход, наиболее сильно проявляющийся в средних широтах, и достаточно идентичные распределения аэрозоля в районах Северного и Южного полюсов. На высотах менее 20 км в годовом ходе максимум концентрации аэрозоля наблюдается зимой, а минимум — летом.

Изучение проб с помощью электронного микроскопа показало, что в некоторых случаях стратосферный аэрозоль представляет собой кристаллообразные частицы в жидкой оболочке. Диаметр таких нерастворимых гранул обычно составляет 50—300 нм.

В результате экспериментов, осуществляемых с помощью аэростатов [176], были получены высотные распределения частиц сульфатов на высотах 15—25 км. Их максимальное содержание было зарегистрировано на высоте около 19 км и составило $1,4 \text{ млрд}^{-1}$ (по массе).

3.2.2. Лидарные измерения

Среди методов дистанционного зондирования стратосферного аэрозоля наибольшее развитие получил метод лазерной локации. Первые измерения рассеивающих свойств стратосферного аэрозоля (и аэрозоля в более высоких слоях атмосферы) с помощью лидаров на основе рубиновых лазеров были проведены Фиокко, Смуллиным, Коломбо и Крамсом в 1963—1966 гг.

Применение лидарного метода в исследованиях стратосферы состоит в том, что вертикальный профиль принятого сигнала, образующийся вследствие упругого рассеяния назад на стратосферных газах и аэрозольных частицах, сравнивается с профилем сигнала, который был бы результатом рассеяния только на газовой составляющей стратосферы. Основным результатом этого сравнения является вертикальный профиль величины, называемой отношением обратного рассеяния R .

Значение отношения обратного рассеяния, превышающее единицу, является мерой обратного рассеяния стратосферным аэрозолем и, следовательно, указывает на присутствие, верти-

кальную протяженность, а также пространственную и временную изменчивость аэрозольных рассеивающих слоев.

Без привлечения дополнительной априорной информации при одночастотном зондировании безоблачной атмосферы оказывается возможным решение следующих задач: исследование стратификации и относительной интенсивности аэрозольных слоев (число слоев, их пространственная протяженность, тонкая структура), лидарный контроль влияния вулканических извержений на аэрозольный слой, а также поиск корреляционных связей между стратификацией аэрозольных слоев и рядом метеорологических параметров, прежде всего таких, как температура и ветер.

Данные лидарных измерений стратификации стратосферного аэрозоля рассмотрены, например, в монографии [66]. Здесь приводятся результаты, полученные в Массачусетсе, Калифорнии, на Ямайке, в Колорадо, Бразилии, на Гавайских и Бермудских островах, в Австралии, Западной Европе, Японии.

В период лидарных наблюдений, начиная с 1963 г., произошел ряд извержений вулканов. Установлена тенденция спада отношения обратного рассеяния, числа частиц и массы сульфатов (данные контактных методов), что связывают с постепенным исчезновением частиц после сильного извержения вулкана Агунг (март 1963 г.). Наблюдалась и быстрые вариации, особенно отчетливые в фотометрических измерениях, природа которых остается невыясненной.

Сильное извержение вулкана Фуэго привело к увеличению аэрозольного рассеяния в стратосфере, наблюдаемого на различных широтах с помощью лидаров и солнечного радиометра. Так например, данные лидарного зондирования (Калифорния, Менло-Парк, 37° с. ш., 122° з. д., февраль—ноябрь 1975 г.) свидетельствуют о том, что слои максимумов аэрозольного рассеяния опустились в 1975 г. на несколько километров ниже, чем до извержения (22—23 км), а после апреля 1975 г. снова стали подниматься. Начиная с конца февраля значение отношения обратного рассеяния всей толщей стратосферы экспоненциально убывало. Все данные лидарных измерений хорошо согласуются с данными контактных датчиков. Об этом свидетельствует рис. 3.2 [167], на котором представлены результаты измерений 1974—1981 гг. Обратное рассеяние вычислено по данным контактных измерений с использованием модельных представлений о свойствах стратосферного аэрозоля.

Обращают на себя внимание данные измерений 1965—1968 гг. Как лидарные, так и контактные данные указывают на то, что уменьшение аэрозольного рассеяния в это время было пренебрежимо малым. Эта остановка в распаде вулканических продуктов в стратосфере в 1964—1965 гг., возможно,

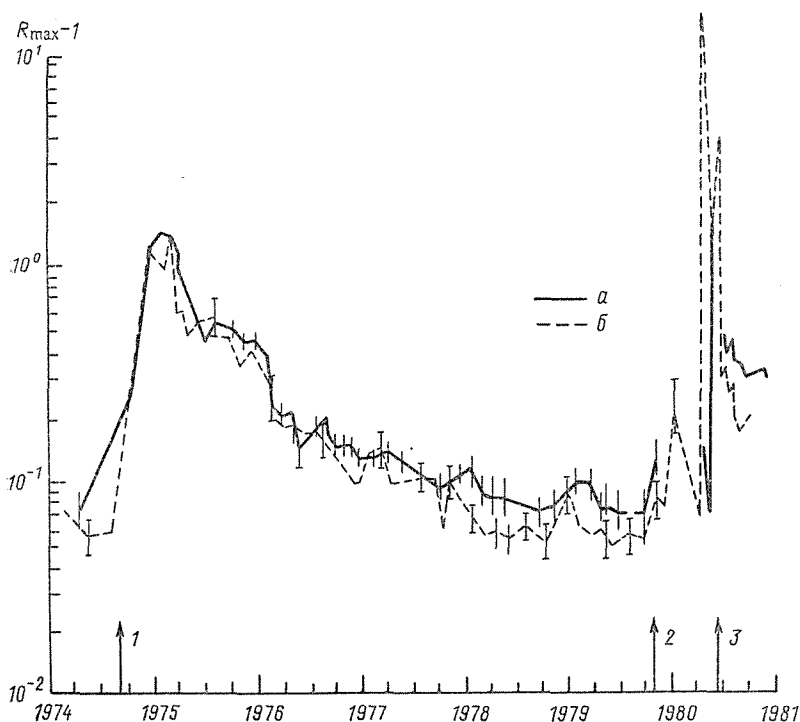


Рис. 3.2. Результаты измерений обратного рассеяния лидаром на длине волны 694,3 нм (а) и зондами (б) [167].
Стрелки указывают время извержений вулканов: Фуэго (1), Сиярра-Негра (2) и Сент-Хеленс (3).

была вызвана новыми вулканическими извержениями вулканов Таал (14° с. ш.), Аву (3° с. ш.) и Фернандина (0°). Однако имеет место и другой фактор, который, несомненно, вносит вклад в замедление распада. Так, скорость уменьшения запаса аэрозоля в стратосфере к фоновому уровню в 1963—1964 гг. (перед извержением вулкана Таал) была также значительно ниже по сравнению со средними широтами северного полушария после извержения вулкана Фуэго в 1974 г. (вулкан северного полушария). Одна из причин медленного распада вулканических продуктов в северном полушарии, очевидно, та, что вулкан Агунг, расположенный в южном полушарии, привел здесь к увеличению стратосферного аэрозоля в 10 раз и более по сравнению с аэрозолем, наблюдаемым в северном полушарии. Эти большие концентрации аэрозоля в южном

полушарии несколько лет служили непрерывным источником его для северного полушария.

Период 1972—1974 гг. был временем значительной активности стратосферных измерений, проводимых как часть или приложение к климатической программе CIAP (Climatic Impact Assessment Program).

Как часть CIAP наземные лидарные измерения были проведены Ланглеевским исследовательским центром НАСА и Стэнфордским исследовательским институтом, а самолетные измерения проводились Национальным центром атмосферных исследований Колорадо. В этих исследованиях было получено, что концентрация стратосферного аэрозоля в 1973 г. была близка к фоновому значению.

Вулкан Фуэго в Гватемале ($14,5^\circ$ с. ш., 91° в. д.) извергался в октябре 1974 г. и сильно увеличил концентрацию стратосферного аэрозоля в северном полушарии.

Авторы работы [146] подробно описали серии измерений, проводимых до и после извержения вулкана Фуэго в течение почти 2 лет. В полученных вертикальных профилях отношения рассеяния обращает на себя внимание первоначальная очень сложная структура с многими слоями, которые заметно изменяются от первого наблюдения к последующим (интервалы примерно 1 неделя). Максимум рассеяния был отмечен через 3—4 мес после извержения. Это объясняется северным переносом (от $14,5^\circ$ с. ш. до $37,1^\circ$ с. ш.) и тем, что для формирования и роста частиц из выброшенных газов необходимо какое-то время. Отношение рассеяния достигло максимального значения (4,2) в январе 1975 г., а к концу 1976 г. оно уменьшилось до 1,1 (почти как до извержения вулкана Фуэго).

В этот же период первоначальные сложные слои слились, образовав единственный широкий слой, поднявшийся снова до высот 21—22 км (довулканический уровень).

Период с середины 1977 г. до начала 1980 г. по данным наблюдений различными приборами характеризовался как фоновый, так как на стратосферный аэрозоль не влияли выбросы сильных вулканических извержений. Однако не исключено, что на формирование фонового слоя стратосферного аэрозоля влияли более слабые вулканические извержения.

Извержение вулкана Сент-Хеленс в мае 1980 г., несомненно, является наилучшим свидетельством вулканического влияния на стратосферу. Время начала, высота, количество выбросов и продолжительность извержения были зарегистрированы наземными лидарами в Калифорнии, Нью-Мексико, Колорадо, Иллинойсе, Вирджинии, Англии, Франции, ФРГ, Италии, Японии, а также самолетным стратосферным лидаром во многих районах США и на севере Атлантического океана. Было про-

анализировано большое количество наблюдений для установления последовательной картины зонального переноса эруптивного облака на различных высотах.

На основе лидарных данных было подсчитано, что вулканическое увеличение в содержании массы стратосферного аэрозоля изменялось от $0,4 \cdot 10^6$ до $0,6 \cdot 10^6$ т, что хорошо согласуется с оценками по спутниковым данным.

3.2.3. Спутниковые измерения

Первый прибор на ИСЗ для исследования стратосферного аэрозоля SAM II (Stratospheric Aerosol Measurement II) был запущен на ИСЗ «Нимбус-7» 14.10.1978 г. и предназначался для измерения ослабления стратосферным аэрозолем на длине волны 1,0 мкм. Почти круговая 995-километровая орбита ИСЗ была синхронизована с Солнцем (когда спутник пересекал экватор, были местный полдень и местная полночь).

Такая орбитальная геометрия ограничивала измерения в области широт интервалом $64-80^\circ$ как в северном, так и в южном полушариях, т. е. почти до арктических и антарктических районов.

Вторым прибором, запущенным на земную орбиту 18.02.1979 г., был SAGE (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) на ИСЗ АЕМ-В. Почти круговая и сильно процессирующая 600-километровая орбита АЕМ-В обеспечивала проведение измерений вокруг Земли прибором SAGE в интервале примерно от 79° с. ш. до 79° ю. ш. Прибор измерял ослабление излучения Солнца стратосферным аэрозолем на длинах волн 1000 и 450 нм, а также поглощение, обусловленное озоном в полосе Шапкюи (600 нм) и двуокисью азота в спектральной области 385—450 нм.

Типичные измерения охватывают высоты от поверхности Земли или верхней границы облачности до высот, превышающих 250 км, где отсутствует атмосферное ослабление. Фактически заметное ослабление для спектральных интервалов, в которых проводились наблюдения с помощью SAMII и SAGE, отсутствует уже выше 60 км.

Сканирование стратосферы со спутника АЕМ-В осуществляется примерно за 20 с, а всей атмосферы (300 км) — за 100 с.

Уравнение, связывающее аэрозольное ослабление и параметры прибора, записывается в виде

$$N_\lambda(t) = \int_{\Delta\lambda} \int_{\Delta\Omega} F_\lambda(\theta, \psi) S_\lambda(\theta, \psi, t) T_\lambda(\theta) d\Omega d\lambda, \quad (3.1)$$

где $N_\lambda(t)$ — сигнал измерений в центре линии в момент времени t ; $F_\lambda(\theta, \psi)$ — функция поля зрения радиометра; ψ — азиму-

тальный угол; Ω — телесный угол; $T_\lambda(\theta)$ — пропускание атмосферы по длине волны λ , зависящее от угла обзора θ ; S_λ — профиль внеземной солнечной радиации.

Эффекты, обусловленные атмосферной рефракцией, включены в $S_\lambda(\theta, \psi)$. Функция пропускания $T_\lambda(\theta)$, изменяющаяся с тангенциальной высотой H_t , определяется законом Бугера

$$T_\lambda(H_t) = \exp \left\{ - \left[\int \alpha_\lambda(H) d\tau_\lambda(H) \right] \right\}, \quad (3.2)$$

где $\alpha_\lambda(H)$ — показатель ослабления атмосферы в зависимости от высоты H и длины волны λ ; $\tau_\lambda(H)$ — оптическая плотность.

Для длин волн SAGE показатель α_λ включает четыре компонента:

$$\alpha_\lambda = \sigma_m(\lambda) + \alpha_{\text{NO}_2}(\lambda) + \alpha_a(\lambda) + \alpha_{\text{O}_3}(\lambda), \quad (3.3)$$

где σ_m — показатель молекулярного рассеяния, α_{NO_2} , α_a и α_{O_3} — показатели ослабления двуокисью азота, аэрозолем и озоном соответственно.

На длине волны 1000 нм общий показатель α_λ как для SAMII так и для SAGE практически содержит только рэлеевскую и аэрозольную составляющие.

Таким образом, свойства аэрозольного рассеяния на длине волны 1 мкм могут быть восстановлены независимо из спутниковых измерений с привлечением соответствующих метеорологических данных.

Программы наземного обеспечения экспериментов с приборами SAMII и SAGE включали наземные измерения содержания аэрозоля в стратосфере почти одновременно с полетом ИСЗ.

Помимо лидаров использовались пылевой зонд Вайомингского университета, а также такие приборы, как кварцевый кристаллический микробалансовый импактор, измеряющий *in situ* и полярный нефелометр. Большое количество объединенных экспериментов было проведено в Японии, Англии, ФРГ, Бельгии, Франции и Австралии.

Полная зона действия приборов SAMII и SAGE почти глобальна, охватывает примерно 99 % поверхности земного шара.

По данным прибора SAMII, полученным за год, построено 11 000 вертикальных профилей аэрозольного ослабления, которые равномерно освещают территорию земного шара. По профилям аэрозольного ослабления можно определить широтные, долготные и временные вариации слоя стратосферного аэрозоля. Можно также оценить сезонные различия в содержании аэрозоля и различия его содержания в северном и южном полушариях.

Возможность наблюдать вулканические выбросы в стратосферу с помощью прибора SAGE была впервые продемонстрирована в конце 1979 г., когда несколько раз извергался вулкан

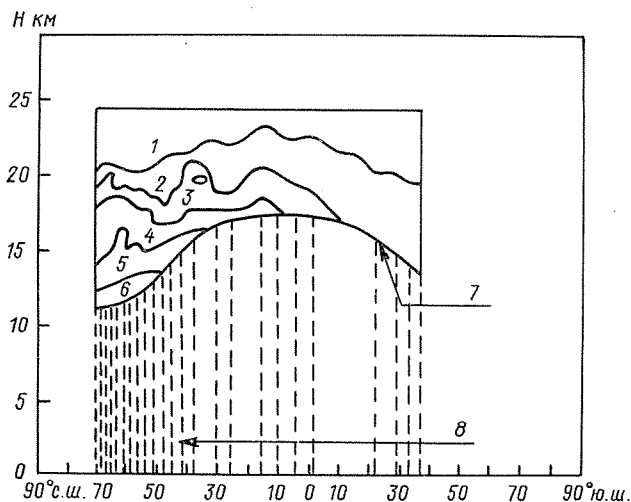


Рис. 3.3. Широтное распределение показателя ослабления, измеренного прибором SAGE 1 июля—12 августа 1980 г. (фоновое значение $(1...2) \times 10^{-4} \text{ км}^{-1}$) [167]. Вертикальные пунктирные линии указывают широты, в которых получены спутниковые данные.

1 — 10^{-5} км^{-1} ; 2 — $1,2 \cdot 10^{-4}$; 3 — $2,4 \cdot 10^{-4}$; 4 — $4,6 \cdot 10^{-4}$; 5 — $6,8 \cdot 10^{-4}$; 6 — $8 \cdot 10^{-4}$
7 — модель высоты тропопавзы; 8 — широта вулкана Сент-Хеленск.

Суфриер (о. Сент-Винсент, $13,3^\circ$ с. ш., $61,2^\circ$ з. д.). Вскоре после извержения прибор SAGE зарегистрировал увеличение аэрозольного ослабления до высоты 20 км в вулканическом облаке, которое распространялось далее на северо-восток Атлантического океана и к западному берегу Африки.

Помимо вулкана Суфриер, в это время сильно извергались вулканы Сьерра-Негра ($0,8^\circ$ с. ш., 91° з. д.) и Сент-Хеленс (46° с. ш., 125° з. д.), что также было обнаружено прибором SAGE. Извержения сопровождались выбросом в стратосферу большого количества пепла и газа. Так как вулкан Сент-Хеленс расположен на континентальной части США, были проведены многочисленные наблюдения извержения, позволившие, по-видимому, наилучшим образом изучить эволюцию вулканического извержения.

На рис. 3.3 приведены средние показатели ослабления, измеренные с помощью прибора SAGE во время извержения вулкана Сент-Хеленс [167].

3.3. Одночастотное зондирование стратосферного аэрозоля

Отношение обратного рассеяния и показатель обратного аэрозольного рассеяния являются основными оптическими характеристиками аэрозоля. Эти характеристики можно непосредственно определить из данных лидарного зондирования. Они дают представление о пространственно-временных вариациях, стратификации аэрозоля и т. п.

Существует несколько методов (последовательных слоев, наклонных трасс, асимптотического сигнала и др. [34]), используя которые можно определить показатель обратного рассеяния.

Все разработанные методы оказываются практически неприемлемыми при лидарном зондировании стратосферного аэрозоля, когда изучаемый объект имеет незначительную оптическую плотность. Использование других типов рассеяния, например СКР, при зондировании стратосферного аэрозоля для калибровки по сигналу этого рассеяния требует значительного потенциала лидара.

Ниже рассматривается методика интерпретации данных лазерного зондирования и возможные погрешности определения оптических характеристик стратосферного аэрозоля.

3.3.1. Основные теоретические соотношения

Запишем уравнение лазерной локации в дальней зоне, где геометрический фактор с увеличением расстояния от лидара H убывает пропорционально H^{-2} . В режиме счета фотонов и для фиксированной длины волны излучения лазера

$$N(H) = N_0 \eta K_0 S_0 \Delta H \frac{n}{(H - H_0)^2} \sigma_{\pi}(H) \exp \left[-2 \int_{H_0}^H \alpha(H') dH' \right], \quad (3.4)$$

где $N(H)$ — число фотонов, принятых с высоты H из интервала усреднения ΔH , N_0 — число излученных фотонов, η — квантовая эффективность ФЭУ, K_0 — суммарный оптический коэффициент пропускания, S_0 — площадь приемной антенны, n — число излученных импульсов лазера в серии наблюдений, H_0 — высота установки лидара над уровнем моря, $\sigma_{\pi}(H)$ — показатель обратного рассеяния, $\alpha(H)$ — показатель ослабления.

Обозначим аппаратный коэффициент

$$K = N_0 \eta K_0 S_0 \Delta H, \quad (3.5)$$

а пропускание излучения лазера на пути лидар — рассеивающий слой атмосферы — лидар

$$T^2(H) = \exp \left[-2 \int_{H_0}^H \alpha(H') dH' \right]. \quad (3.6)$$

Отношение обратного рассеяния

$$R(H) = \frac{\sigma_{\pi}(H)}{\sigma_{\pi M}(H)} = \frac{\sigma_{\pi a}(H) + \sigma_{\pi M}(H)}{\sigma_{\pi M}(H)}, \quad (3.7)$$

где $\sigma_{\pi a}(H)$ и $\sigma_{\pi M}(H)$ — показатели обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния соответственно.

Из уравнений (3.4) и (3.7) определяется величина

$$R(H) = \frac{N(H)(H - H_0)^2}{KT^2(H)\sigma_{\pi M}(H)}. \quad (3.8)$$

Если на графике $R(H)$ на высоте H_m выбрана минимальная величина $R(H_m) = R_m$, то

$$K = \frac{(H_m - H_0)^2 N(H_m)}{R_m T^2(H_m) \sigma_{\pi M}(H_m)}, \quad (3.9)$$

$$R(H) = R_m \frac{(H - H_0)^2}{(H_m - H_0)^2} \frac{N(H) T^2(H_m) \sigma_{\pi M}(H_m)}{N(H_m) T^2(H) \sigma_{\pi M}(H)}, \quad (3.10)$$

а показатель обратного аэрозольного рассеяния

$$\sigma_{\pi a}(H) = \frac{R(H) - 1}{\sigma_{\pi M}^{-1}(H)}, \quad (3.11)$$

$$\sigma_{\pi a}(H) = \sigma_{\pi M}(H) \left[\frac{(H - H_0)^2 N(H) T^2(H_m) \sigma_{\pi M}(H_m) R_m}{(H_m - H_0)^2 N(H_m) T^2(H) \sigma_{\pi M}(H)} - 1 \right]. \quad (3.12)$$

Таким образом, для определения величин $R(H)$ и $\sigma_{\pi a}(H)$ существует две возможности. Первая — определение величины K по измерениям величин $N_0 = E_0 \lambda / hc$ (E_0 — энергия излучения лазера), η , K_0 , S (см. формулу (3.5)) и введение в схему расчета профиля $T^2(H)$ по табличным, либо по другим данным, вторая — определение величины K по минимальному рассеянию на высоте (см. формулу (3.9)) с коррекцией K на R_m и последующими поправками к $T^2(H)$ для $H \neq H_m$.

Критерием выбора одного из двух методов является наименьшая погрешность определения величины $R(H)$.

3.3.2. Погрешности определения отношения обратного рассеяния

Обозначим

$$\tilde{H} = \frac{(H - H_0)^2}{(H_m - H_0)^2}, \quad \tilde{N}(H) = \frac{N(H)}{N(H_m)},$$

$$\tilde{T}_i^2(H) = \frac{T^2(H_m)}{T^2(H)} = \exp \left[-2 \int_H^{H_m} \alpha(H') dH' \right]$$

и запишем формулу (3.12) в виде

$$\sigma_{\pi a}(H) = \tilde{H} \tilde{N}(H) \tilde{T}^2(H) \sigma_{\pi M}(H_m) R_m - \sigma_{\pi M}(H). \quad (3.13)$$

По определению

$$\begin{aligned} [\varepsilon \sigma_{\pi a}(H)]^2 = & (\delta \tilde{H})^2 \left[\frac{\partial \sigma_{\pi a}(H)}{\partial \tilde{H}} \right]^2 + [\delta \tilde{N}(H)]^2 \left[\frac{\partial \sigma_{\pi a}(H)}{\partial \tilde{N}(H)} \right]^2 + \\ & + [\delta \tilde{T}^2(H)] \left[\frac{\partial \sigma_{\pi a}(H)}{\partial \tilde{T}^2(H)} \right]^2 + (\delta R_m)^2 \left[\frac{\partial \sigma_{\pi a}(H)}{\partial R_m} \right]^2 + [\delta \sigma_{\pi m}(H_m)]^2 \left[\frac{\partial \sigma_{\pi a}(H)}{\partial \sigma_{\pi m}(H)} \right]^2 + \\ & + [\delta \sigma_{\pi m}(H)]^2 \left[\frac{\partial \sigma_{\pi a}(H)}{\partial \sigma_{\pi m}(H)} \right]^2 + 2C_{\sigma_{\pi m}}^2(H_m) \sigma_{\pi m}(H) \frac{\partial \sigma_{\pi a}(H)}{\partial \sigma_{\pi m}(H)} \frac{\partial \sigma_{\pi a}(H)}{\partial \sigma_{\pi m}(H_m)}, \quad (3.14) \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} C_{\sigma_{\pi m}}^2(H) \sigma_{\pi m}(H_m) = & \lim_{K \rightarrow \infty} \frac{1}{K} \sum \{ [\sigma_{\pi m}(H) - \overline{\sigma_{\pi m}(H)}] \times \\ & \times [\sigma_{\pi m}(H_m) - \overline{\sigma_{\pi m}(H_m)}] \} \quad (3.15) \end{aligned}$$

— корреляционная функция величин $\sigma_{\pi m}(H)$, $\sigma_{\pi m}(H_m)$.

Последний член в (3.14) учитывает корреляцию молекулярной плотности в атмосфере $\rho(H)$ на разных высотах, так как

$$\sigma_{\pi m}(H) = \sigma_{\pi m}^0 \rho(H), \quad (3.16)$$

где $\sigma_{\pi m}^0$ — поперечное сечение обратного молекулярного рассеяния.

Подставив в (3.14) соответствующие производные, получим

$$\begin{aligned} \left[\frac{\delta \sigma_{\pi a}(H)}{\sigma_{\pi a}(H)} \right]^2 = & \left[\frac{\sigma_{\pi m}(H)}{\sigma_{\pi a}(H)} \right]^2 \left\{ \left[\frac{\delta \tilde{N}(H)}{\tilde{N}(H)} \right]^2 R^2(H) + \left[\frac{\delta \tilde{T}^2(H)}{\tilde{T}^2(H)} \right]^2 R^2(H) + \right. \\ & + \left(\frac{\delta R_m}{R_m} \right)^2 R^2(H) + \left[\frac{\delta \rho(H_m)}{\rho(H_m)} \right]^2 R^2(H) + \left(\frac{\delta \tilde{H}}{H} \right)^2 R^2(H) - \\ & \left. - \frac{2C_{\rho(H)} \rho(H_m)}{\rho(H) \rho(H_m)} R(H) + \left[\frac{\delta \rho(H)}{\rho(H)} \right]^2 \right\}, \quad (3.17) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \left[\frac{\delta R(H)}{R(H)} \right]^2 = & \left[\frac{\delta \tilde{N}(H)}{\tilde{N}(H)} \right]^2 + \left[\frac{\delta T^2(H)}{\rho(H)} \right]^2 + \left(\frac{\delta \tilde{H}}{\tilde{H}} \right)^2 + \left[\frac{\delta \rho(H_m)}{\rho(H_m)} \right]^2 + \\ & + \left[\frac{\delta \rho(H)}{\rho(H)} \right]^2 - \frac{2C_{\rho(H)} \rho(H_m)}{\rho(H) \rho(H_m)} + \left(\frac{\delta R_m}{R_m} \right)^2. \quad (3.18) \end{aligned}$$

Уравнения (3.17) и (3.18) определяют погрешности величин $\sigma_{\pi a}$ и R при использовании данных о минимальном рассеянии на высоте H .

С другой стороны, при определении величины K по формуле (3.5)

$$\begin{aligned} \left[\frac{\delta R(H)}{R(H)} \right]^2 = & \left[\frac{\delta \sigma_{\pi a}(H)}{\sigma_{\pi a}(H)} \right]^2 = \left[\frac{\delta N(H)}{N(H)} \right]^2 + \left[\frac{\delta(H - H_0)^2}{(H - H_0)^2} \right]^2 + \left(\frac{\delta E_0}{E_0} \right)^2 + \\ & + \left(\frac{\delta \eta}{\eta} \right)^2 + \left(\frac{\delta K_0}{K_0} \right)^2 + \left(\frac{\delta S_0}{S_0} \right)^2 + \left(\frac{\delta \Delta H}{\Delta H} \right)^2 + \left(\frac{\delta T^2(H)}{T^2(H)} \right)^2 + \left[\frac{\delta \rho(H)}{\rho(H)} \right]^2. \quad (3.19) \end{aligned}$$

Для последующих расчетов прежде всего рассмотрим величины $2C_{\rho(H)\rho(H_m)}$ и δR_m , подробный анализ которых проведен в работе [158]. Авторы этой работы получили, что

$$C_{\rho(H)\rho(H_m)}^2 = \begin{cases} [\delta\rho(H_m)]^2 \left[1 - \left(\frac{H-H_m}{\Delta H^*} \right)^2 \right], & |H-H_m| \leq \Delta H^*, \\ 0, & |H-H_m| > \Delta H^* \end{cases} \quad (3.20)$$

где ΔH^* — интервал разрешения в модели распределения концентрации молекул или в экспериментальных данных. В конкретных экспериментах при использовании данных радиозондирования ($\Delta H \approx 0,5$ км) $|H-H_m| > \Delta H^*$, $C_{\rho(H)\rho(H_m)}^2 = 0$.

Данные о величинах δR_m и R_m были получены с привлечением одновременных аэростатных измерений концентрации аэрозоля фотоэлектрическим счетчиком частиц (для $r > 150$ нм и $r > 250$ нм) и распределения температуры и давления атмосферы. Были проанализированы данные измерений, проведенных сотрудниками Вайомингского университета в 11 районах Земли в течение нескольких лет. Профили числа аэрозольных частиц и молекулярной плотности преобразовывались в профили $R(H)$ с использованием оптических моделей аэрозоля.

Результирующие профили R_m были сгруппированы по широтам и для условий атмосферы, соответствующих вулканической деятельности и отсутствию такой деятельности по крайней мере за несколько месяцев до наблюдений.

Полученные сведения представлены в табл. 3.1, где δR_m соответствует стандартному отклонению (1σ), если в расчет введено табличное значение R_m , а $\hat{\delta R}_m$ — если считается, что $R_m = 1$.

Авторы работы [158] указывают, что вторая часть табл. 3.1 имеет преимущество в расчетах, так как зависимость от длины волны и показателя преломления аэрозоля учитывается в величине $R_{\max}$, определяемой в каждой серии измерений. Поэтому данными табл. 3.1 можно пользоваться в диапазоне длин волн 694,3—1060 нм. Так как значение R для 532 нм можно оценить по приближенной формуле [144]

$$R_{694,3}(H) = 1 + \left(\frac{694,3}{532} \right)^3 [R_{532}(H) - 1], \quad (3.21)$$

то очевидно, что значения R_m и δR_m из табл. 3.1 являются максимальными.

Показатель преломления при расчетах был выбран равным $1,425 - 0i$, что соответствует смеси капель серной кислоты (75 %) и воды (25 %). Для невулканических условий и ши-

Таблица 3.1. Рекомендуемые значения R_m и δR_m для вулканических условий в атмосфере [158]

Широта	$\lambda_{\text{нм}}$	R_m	δR_m	δR_m
71—85° с.	694,3	1,015	0,007	0,016
	1060	1,046	0,021	0,050
38—57° с.	694,3	1,010	0,009	0,013
	1060	1,033	0,029	0,043
33° с.—34° ю.	694,3	1,005	0,004	0,006
	1060	1,017	0,013	0,021
77—90° ю.	694,3	1,004	0,004	0,005
	1060	1,013	0,011	0,017

Широта	R_m	δR_m	δR_m
71—85° с.	$1 + 0,12 (R_{\text{max}} - 1)$	$0,07 (R_{\text{max}} - 1)$	$0,14 (R_{\text{max}} - 1)$
38—57° с.	$1 + 0,08 (R_{\text{max}} - 1)$	$0,07 (R_{\text{max}} - 1)$	$0,11 (R_{\text{max}} - 1)$
33° с.—34° ю.	$1 + 0,04 (R_{\text{max}} - 1)$	$0,05 (R_{\text{max}} - 1)$	$0,07 (R_{\text{max}} - 1)$
77—90° ю.	$1 + 0,04 (R_{\text{max}} - 1)$	$0,03 (R_{\text{max}} - 1)$	$0,05 (R_{\text{max}} - 1)$

роты около 60° с. ш. Это характерно для района тропопаузы (+2 км, —5 км).

Таким образом, например, для широты Москвы при $R_{\text{max}} = 2$ значение $\left(\frac{\delta R_m}{R_m}\right)^2 \approx 4 \cdot 10^{-3}$.

Согласно [158], погрешность

$$\left[\frac{\delta T^2(H_m)}{T^2(H_m)}\right]^2 = 4 \{ [0,2\tau_r(H)]^2 + [0,5\tau_a(H)]^2 + [0,1\tau_m(H)]^2 \}, \quad (3.22)$$

где τ_r , τ_a , τ_m — оптические плотности озона и других поглощающих газов, аэрозоля и молекулярного компонента соответственно.

Выберем $H_m = 20$ км. Для $H < H_m$ погрешность определения $T^2(H)$ будет меньше, так как значение оптической плотности с уменьшением высоты уменьшается. Для $H > H_m$ не наблюдается значительного увеличения τ , например $\tau_a(0,20 \text{ км}) = 3,711 \cdot 10^{-1}$, а $\tau_a(0,30 \text{ км}) = 3,733 \cdot 10^{-1}$ при $\lambda = 532$ нм [72]. Считая также $\tau_r(0,20 \text{ км}) = 1,278 \cdot 10^{-2}$ [72] и $\tau_m = 1,122 \cdot 10^{-1}$ согласно проведенным вычислениям для модели стандартной атмосферы и $\lambda = 532$ нм получим $\left[\frac{\delta T^2(H_m)}{T^2(H_m)}\right]^2 \approx 1,4 \cdot 10^{-1}$.

Таким образом, погрешности определения величин R_m и $T^2(H_m)$ составляют соответственно 6,3 и 37 %. Однако, если

Рис. 3.4. Погрешность определения пропускания атмосферы на длине волны 532 нм для H_m , равных 10 км (1), 15 км (2), 20 км (3) и 25 км (4).

погрешность величины $R(H)$ определяется по формуле (3.18), необходимо учитывать погрешность величины

$$T^2(H) = \exp \left[-2 \int_H^{H_m} \alpha(H') dH' \right],$$

которая будет минимальна вблизи точки H_m и возрастает по мере удаления от нее вверх или вниз. Изменение погрешности величины $T^2(H)$ для четырех фиксированных значений H_m , равных 10, 15, 20 и 25 км, иллюстрирует рис. 3.4. Расчет величин $\frac{\delta T^2}{T^2}(H)$ проведен авторами работы [68] по формуле (3.22).

Погрешности определения величин, входящих в формулы (3.18) и (3.19), приведены в табл. 3.2. Оценки даны для высоты 20 км (средняя высота стратосферного слоя аэрозоля). При расчете величины $\delta\rho/\rho$ использовалась формула

$$\rho(H) = 7.33 \cdot 10^{20} \frac{P(H)}{T(H)} \quad (3.23)$$

и данные о погрешностях измерения величин P и T радиозондами [86]. В формуле (3.23) P — давление в Па, T — температура в кельвинах, а $\rho(H)$ — в см^{-3} .

Используя данные табл. 3.2 и проведя вычисления, получим по формуле (3.18)

$$\delta R/R = 11,9 \%,$$

а по формуле (3.19)

$$\delta R/R = 48,6 \, \%.$$

При расчетах по (3.18) основной вклад в погрешность измерений величины R вносит погрешность измерения сигнала обратного рассеяния, а по (3.19) — погрешность определения пропускания до зондируемого слоя. Погрешность измерения

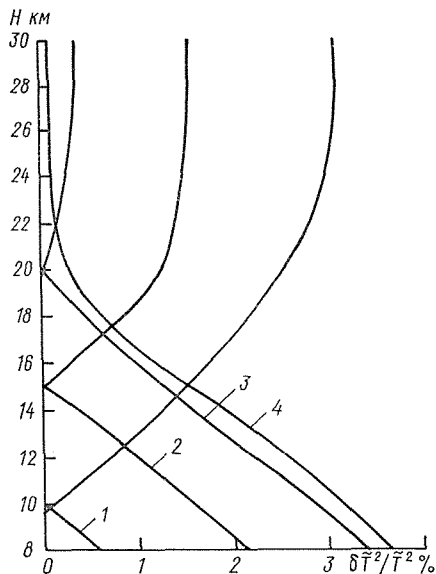


Таблица 3.2. Погрешности измерения параметров лидара и атмосферы в случае вертикального зондирования при $H = 20$ км ($H_m = 10$ км)

Погрешность	Значение, %	Примечание
$\frac{\delta E_0}{E_0}$	10	При измерении энергии излучения стандартными калориметрами, нестабильность энергии излучения лазера при усреднении по многим импульсам не вносит существенной погрешности
$\frac{\delta K_0}{K_0}$	10	Погрешность измерения величины K_0 складывается из погрешностей измерений пропускания приемной антенны, интерференционного фильтра и передающей антенны
$\frac{\delta \eta}{\eta}$	30	При определении квантовой эффективности по паспортным данным ФЭУ
$\frac{\delta S_0}{S_0}$	2	При измерении размеров оптических элементов антенны с точностью ± 2 мм
$\frac{\delta \Delta H}{\Delta H}$	10	Погрешность измерения высоты ± 100 м, $\Delta H = 1$ км
$\frac{\delta T^2}{T^2}$	37	При использовании модели пропускания для 530 нм [72]
$\frac{\delta N(H_m)}{N(H_m)}$	1,9	При $E_0 = 3$ мДж ($N_0 = 8,1 \cdot 10^{15}$); $K = 0,05$; $\eta = 0,07$; $S_0 = 4,7 \cdot 10^{-2}$ м ² ; $\Delta H = 1$ км; $n = 10^3$, ($N_0 K_0 \eta S_0 \Delta H_n = 1,3 \cdot 10^{24}$ см ³); $T^2 = 0,36$; $\lambda = 532$ нм и молекулярном рассеянии, $N(10 \text{ км}) = 2,8 \cdot 10^3$
$\frac{\delta \tilde{T}^2}{T^2}$	2,8	При использовании модели аэрозоля [72] и расчете по (3.22)
$\frac{\delta (H_m - H)^2}{(H_m - H)^2}$	2	Погрешность измерения высоты ± 100 м
$\frac{\delta \rho(H_m)}{\rho(H_m)}$	2	По оценкам авторов работы [158] значения $\delta \rho / \rho$ для 0—30 км изменяются от 1 % при вычислении по данным радиозондирования до 3 % при использовании данных широтно-сезонных моделей стандартной атмосферы
$\frac{\delta R_m}{R_m}$	6,3	Расчет для $R_{\max} = 2$ (подробности см. в тексте)
$\frac{\delta N}{N}$	9	При тех же параметрах аппаратуры и $T^2 = 0,31$ — $N(20 \text{ км}) = 1,3 \cdot 10^2$
$\frac{\delta (H - H_0)^2}{(H - H_0)^2}$	1	Погрешность измерения высоты ± 100 м

сигнала можно снизить, увеличив потенциал лида (площадь антенны, энергию излучения, квантовую эффективность, частоту и число импульсов лазера и т. д.). Рассмотрим возможности уменьшения погрешности измерений пропускания при использовании одновременных сеансов лидарного зондирования вертикально и под некоторым углом к вертикали.

В предположении горизонтальной однородности атмосферы при зондировании слоя, расположенного на высоте H , под углами α_1 и α_2 к вертикали

$$T^2(H) = \left[\frac{N_{\alpha_1}(H) \operatorname{sc}^2 \alpha_1}{N_{\alpha_2}(H) \operatorname{sc}^2 \alpha_2} \right] \frac{1}{\operatorname{sc} \alpha_1 - \operatorname{sc} \alpha_2}, \quad (3.24)$$

где $N_{\perp}(H)$ и $N_{\alpha_2}(H)$ — сигналы обратного рассеяния с высоты H .

Если одна из трасс зондирования вертикальна, то

$$T^2(H) = \left[\frac{N_{\alpha}(z) \operatorname{sc}^2 \alpha}{N_{\perp}(H)} \right] \frac{1}{\operatorname{sc} \alpha - 1} \quad (3.25)$$

где N_{α} и $N_{\perp}$ — сигналы при вертикальном зондировании и под углом α к вертикали.

Используя известное выражение для среднеквадратичной ошибки и опуская промежуточные выкладки, получим

$$\begin{aligned} \sigma_{T^2} = & \left\{ \left[\frac{1}{\operatorname{sc} \alpha - 1} \left(\frac{N_{\alpha} \operatorname{sc}^2 \alpha}{N_{\perp}} \right) \frac{\operatorname{sc} \alpha}{1 - \operatorname{sc} \alpha} \frac{N_{\alpha} \operatorname{sc}^2 \alpha}{N_{\perp}^2} \sigma_{N_{\perp}} \right]^2 + \right. \\ & \left. + \left[\frac{1}{\operatorname{sc} \alpha - 1} \left(\frac{N_{\alpha} \operatorname{sc}^2 \alpha}{N_{\perp}} \right) \frac{\operatorname{sc} \alpha}{1 - \operatorname{sc} \alpha} \frac{\operatorname{sc}^2 \alpha \sigma_{N_{\alpha}}}{N_{\perp}} \right]^2 + K_{\alpha}^2 \right\}^{1/2}. \end{aligned} \quad (3.26)$$

Здесь

$$K_{\alpha}^2 = \left[\frac{T^2 \operatorname{sc} \alpha \operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{sc} \alpha - 1} (2 \cos \alpha - \ln T^2) \sigma_{\alpha} \right]^2,$$

σ_{T^2} , $\sigma_{N_{\perp}}$, $\sigma_{N_{\alpha}}$ и σ_{α} — среднеквадратичные ошибки величин T^2 , $N_{\perp}$, N_{α} и α .

Основное ослабление лазерного излучения происходит в нижнем 10-километровом слое атмосферы. Сильное ослабление излучения (малые значения метеорологической дальности видимости) резко снижают возможности лидарных измерений стратосферного аэрозоля. Поэтому для последующих оценок выберем модельное значение $T^2(10 \text{ км}) = 0,36$. Предположение о горизонтальной однородности атмосферы, естественно, может и не выполняться, так как вопрос о размерах пространственных неоднородностей аэрозоля на фиксированной высоте остается до сих пор не выясненным. Тем не менее следует ожи-

дать, что при больших углах α горизонтальная стратификация атмосферы вероятнее.

При расчетах для параметров аппаратуры, приведенных в табл. 3.2, и погрешности измерения угла α , равной $\pm 2^\circ$, получены следующие значения отношения σ_{T_2}/T^2 в зависимости от α :

α°	10	20	40
σ_{T_2}/T^2	>10	3,69	0,86

Отметим, что для угла $\alpha=40^\circ$ на 20 км расстояние между зондируемыми объемами составляет примерно 17 км, и в том случае, если масштабы неоднородностей порядка десятков километров, появляется дополнительная погрешность. Улучшение параметров лидара, позволяющее увеличить принимаемый сигнал, как видно из формулы (3.26), уменьшит значение σ_T . Так, при увеличении сигнала обратного рассеяния с высоты 10 км на порядок для $\alpha=40^\circ$ погрешность уменьшается до $3,9 \cdot 10^{-2}$. Тем не менее значительные технические усилия, необходимые для увеличения сигнала рассеяния в 10 раз, не приводят к выигрышу в точности определения величины R по сравнению с методом, не требующим калибровки всех параметров лидара. Поэтому расчет величины R по формуле (3.10) является предпочтительным.

Для вычисления погрешности сигнала обратного рассеяния использовалось известное выражение

$$\delta N(H) = \sqrt{N(H)}, \quad (3.27)$$

которое строго применимо при пуассоновском распределении фотоэлектронов. Критерием применимости выражения (3.27) являются условия [6]

$$\bar{N}_a/S_a \ll 1; \bar{N}_m/S_m \ll 1. \quad (3.28)$$

Здесь $\bar{N}_a$ — среднее число фотоэлектронов, обусловленных аэрозольным рассеянием за время t , S_a — число пространственно-временных фазовых ячеек для аэрозольной составляющей, $\bar{N}_m$ — среднее число фотоэлектронов, обусловленных молекулярным рассеянием за время t , S_m — число пространственно-временных фазовых ячеек для молекулярной составляющей.

В условиях (3.28)

$$S_a = \frac{t S_0 \Omega}{\tau_a^* \lambda^2}, \quad S_m = \frac{t S_0 \Omega}{\tau_m^* \lambda^2}, \quad (3.29)$$

$$t = 2\Delta H/c;$$

где

$$\tau_a^* = (\Delta v_a)^{-1} \approx (\Delta v_l)^{-1}; \quad \tau_m^* = (\Delta v_m)^{-1} = (\Delta v_l + \Delta v_T)^{-1};$$

Ω — телесный угол приемной антенны, τ_a^* — время когерентности для аэрозольной составляющей, τ_m^* — время когерентности для молекулярной составляющей, $\Delta\nu_l$ — ширина спектра лазера, $\Delta\nu_T$ — уширение за счет теплового движения молекул; остальные обозначения введены выше.

Проведенные вычисления показывают, что условия (3.28) выполняются для приводимых параметров аппаратуры уже в нижней тропосфере. Поэтому при определении погрешностей сигнала можно пользоваться выражением (3.27), так как дисперсия $\sigma_N^2 = \bar{N}$.

3.4. Лидары для наблюдений за стратосферным аэрозолем

При зондировании верхней атмосферы сигнал обратного рассеяния имеет большой динамический диапазон. Интенсивность сигнала с первых сотен метров может повлиять на работоспособность ФЭУ. Перегрузка ФЭУ, как известно, сопровождается двумя основными эффектами: определенное время не восстанавливается нормальная реакция на слабые сигналы и после окончания перегрузки заметно возрастает темновой ток ФЭУ. Снизить оптические перегрузки ФЭУ возможно несколькими способами: применением специальных затворов, установленных перед передатчиком и приемником (перед передатчиком для отсеки флуоресцентного излучения лазера); оптической селекцией (уменьшением угла зрения приемника и расходимости передатчика, увеличением расстояния между оптическими осями приемника и передатчика); значительным снижением энергии излучения лазера и тем самым уменьшением сигнала обратного рассеяния. Все перечисленные способы имеют свои достоинства и недостатки. Так, специальные механические либо электрооптические затворы широко не освоены отечественной промышленностью и их изготовление находится в стадии отдельных разработок. Оптическая селекция создает дополнительные трудности в юстировке приемо-передающей системы, а снижение энергии импульса лазера требует увеличения частоты посылок импульсов, так как в противном случае времена накопления сигнала становятся весьма большими.

Для проведения экспериментов, связанных с зондированием стратосферного аэрозоля, в течение последних лет в ЦАО были разработаны различные типы лидаров, которые могут во многом явиться прототипом лидаров, установленных на ИСЗ.

Оптико-механический блок (ОМБ) лидара представляет жесткосвязанную систему приемной оптической антенны и передатчика.

Таблица 3.3. Основные параметры приемной антенны

Параметр	Значение
Угловое поле зрения	9 мрад
Диаметр главного зеркала	0,26 м
Диаметр малого зеркала	$8,5 \cdot 10^{-3}$ м
Относительное отверстие	1 : 6,6
Линейное поле зрения	$1,5 \cdot 10^{-3}$ м
Эквивалентное фокусное расстояние	1,72 м

Приемная оптическая антенна выполнена по зеркальной сферической схеме Кассегрена, ее параметры представлены в табл. 3.3.

В антенну введена сменная диафрагма, расположенная в фокальной плоскости антенны. Диаметр сменных диафрагм $3 \cdot 10^{-3}$ и $6 \cdot 10^{-3}$ м. Диафрагма позволяет при уменьшении полезного сигнала (0,45 для диафрагмы $3 \cdot 10^{-3}$ м и 0,9 для диафрагмы $6 \cdot 10^{-3}$ м) получить значительный выигрыш в отношении сигнал/шум за счет уменьшения фоновой засветки.

Уменьшение телесного угла антенны целесообразно до величины несколько большей значения расходимости излучения лазера, что связано с возможностью рассогласования оптических осей приемника и передатчика. Для уменьшения расходимости излучения лазера перед его выходом установлен линзовый коллиматор, позволяющий получить на выходе луч расходимостью 3 мрад. Точность юстировки оптических осей приемника и передатчика в этом случае должна быть не хуже 0,8 мрад.

Применяемая в оптической схеме линза Фабри позволяет сфокусировать изображение диафрагмы на фотокатод ФЭУ. Диаметр сфокусированного пятна при этом $2 \cdot 10^{-3}$. Это позволяет использовать только центральную площадку фотокатода, где интегральная чувствительность обычно выше, чем на периферии. Кроме того, уменьшение рабочей площадки фотокатода приводит к уменьшению собственных шумов ФЭУ (при использовании ФЭУ с фотокатодом малого диаметра).

При проведении измерений в лидаре использовался ФЭУ-136, имеющий паспортизованные характеристики в режиме счета фотонов на рабочей длине волны 532 нм.

При работе в режиме счета фотонов мощный обратный сигнал рассеяния с первых километров трассы может быть настолько большим, что электронное облако, созданное им около фотокатода, не успевает рассасываться и значительно искажает истинное распределение сигнала обратного рассеяния.

Таблица 3.4. Основные параметры передатчика

Параметр	Значение
Энергия излучения в импульсе на 532 нм	3 мДж
Длительность импульса	20 нс
Частота повторения импульсов	12,5 Гц
Общее энергопотребление системы	3,5 кВт

Для борьбы с этим явлением были уменьшены диаграмма направленности антенны и расходимость излучения лазера в сочетании с небольшим разнесением (до 1 м) оптических осей приемника и передатчика.

Расчеты показывают, что уменьшение расходимости излучения лазера до 0,3 мрад и угла поля зрения антенны до 1 мрад с разнесением осей приемника и передатчика до 1 м увеличивает «мертвую» оптическую зону лидара до 1 км, что значительно уменьшает сигнал, приходящий на ФЭУ с первых километров трассы.

Передатчиком лидара служит лазер ИЗ-25, основные параметры которого приведены в табл. 3.4.

В лидаре использован малогабаритный вычислительный комплекс «Электроника-ТЗ-29К» (15 ВУМС 32-002), в состав которого входит микросистема «Электроника ТЗ-29» (15 ВУМС 32-001), термопечатающее устройство (ТПУ, 15 ВВП80-006), видеоконтрольное устройство на ЭЛТ (ВКУ, 15 ИЭ 200/140-018), блок интерфейсных плат (15 ВК10-002). Стандартный блок интерфейсных плат содержит блоки связи с ВКУ и ТПУ. Дополнительно был разработан блок управления лазером. Управление всей системой осуществляется микросистемой «Электроника ТЗ-29».

В конкретном случае работа с машиной ведется в диалоговом режиме, информация отображается на ВКУ и при желании возможен ее вывод на ТПУ. Сервисные программы, которые обеспечивают связь ВУМС с периферийными устройствами, а также программы обработки и выдачи информации при работе всей системы хранятся на магнитной ленте кассетного запоминающего устройства (КЗУ). Для работы системы необходимо ввести программы с КЗУ в память машины. Программа содержит формулы расчета необходимых вычислений. В начале эксперимента с помощью клавиатуры в память ВУМС вводятся необходимые константы — дата, количество измерений, начальная высота, строб. После выполнения данной серии измерений на ВКУ отображаются: введенные константы, номер серии, результаты измерений и вычисления в соответствии с формулами по стробам. Далее с помощью

клавиатуры ВУМС указывается необходимость вывода информации на ТПУ, после чего операции повторяются вновь.

Каждое измерение проводится в четыре этапа: запись фона, считывание фона в память ВУМС; запуск лазера и запись информации в буферное оперативное запоминающее устройство (ОЗУ) интерфейсного блока; считывание информации из буферного ОЗУ в память машины, где происходит операция вычитания фона и уже эта информация накапливается (складывается) в зависимости от количества измерений согласно программе. Обработка информации в микросистеме происходит на завершающем этапе (в конце серии) в соответствии с заложенными формулами.

Этапы считывания фона и информации о наличии фотонов при запуске лазера из буферного ОЗУ в ОЗУ ВУМС практически идентичны. Этапы записи фона и записи информации по строкам в буферное ОЗУ отличаются только тем, что при записи фона не происходит запуска лазера.

Работа системы начинается с измерения фона. Для этого на внешнем разъеме машины выставляется ход селекции интерфейсного блока, по которому дешифратор кода селекции выдает сигнал о ее наличии. Далее выставляется код строка и код операции (в данном случае код записи фона), по которому дешифратор кода операции выдает нужный сигнал. По коду строка переключается мультиплексор строка, который определяет значение строка (0,25, 0,5, 1 км). Генератор тактовых импульсов и блока имеет частоту, определяемую по времени прохождения фотоном расстояния 0,25 км. На таймер выдается код начала отсчета и разрешение на его работу по коду операции. Во время начала отсчета таймер запускает счетчик фотонов, счетчик адреса постоянно запоминающего устройства (ПЗУ), формирователь адреса оперативно запоминающего устройства (ОЗУ).

С ФЭУ поступают импульсы, свидетельствующие о наличии фотонов, на счетчик фотонов. Управляющим ПЗУ блока выдаются команды данного режима на все внутренние устройства. Так, при окончании каждого строка информация переписывается из счетчика фотонов в регистр числа фотонов и счетчик фотонов сбрасывает в нулевое состояние. Далее счетчик фотонов считывает информацию со следующего строка, а в это время осуществляется перепись информации из регистра числа фотонов в буферное ОЗУ и т. д. до тех пор пока не запишутся 15 стробов, о чем формирователь адреса ОЗУ подает сигнал на формирователь отсчета ИБ (интерфейсного блока). После этого код операции определяет состояние выхода мультиплексора адреса ОЗУ (на данном этапе выход определяет формирователь адреса ОЗУ).

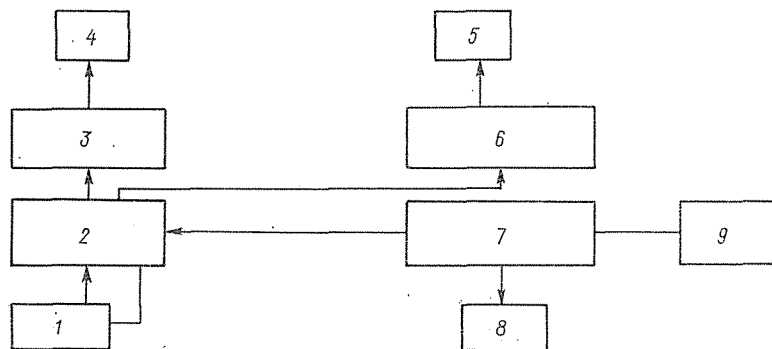


Рис. 3.5. Блок-схема системы регистрации и обработки информации.

1 — КЗУ; 2 — ЭВМ «Электроника-ТЗ-29»; 3 — интерфейсный вывод на ТПУ; 4 — ТПУ; 5 — ВКУ; 6 — интерфейсный вывод на ВКУ; 7 — интерфейсный блок управления лазером; 8 — лазер; 9 — ФЭУ.

При считывании фона на выходном разьеме машины устанавливаются: код селекции ИБ, код операции и на входе мультиплексора адреса ОЗУ нулевой адрес. В этом случае адресом буферного ОЗУ управляет машина. Управляющее ПЗУ формирует команды считывания и сигнал ответа ИБ, по которому информация переписывается через шинный формирователь данных в ОЗУ машины. Таким образом, происходит перепись всех 15 адресов буферного ОЗУ.

При операции записи информации по стробам происходит запуск лазера; таймер запускается по синхроимпульсу от ФЭУ; далее все происходит в той же последовательности, что и при записи фона.

Процесс считывания информации тот же, что и при считывании фона. Запись информации в ОЗУ машины происходит следующим образом: из ОЗУ машины вызывается значение фона по данному стробу, вычитается из полученной информации, результат и фон записывается в ОЗУ. При многократных измерениях результаты по стробам складываются в специально отведенной области ОЗУ.

Блок-схема системы регистрации и обработки информации приведена на рис. 3.5, интерфейсный блок управления лазером показан на рис. 3.6.

Другой вариант лидара для зондирования стратосферного аэрозоля был разработан авторами работы [4]. Длина волны излучения передатчика 532 нм, частота излучения 50 Гц, энергия в импульсе до 150 мДж, главное зеркало приемной оптической антенны имеет диаметр 1,1 м. Прием сигнала обратного рассеяния проводится в 256 каналах со стробом, меняющимся в пределах 0,15—2,4 км.

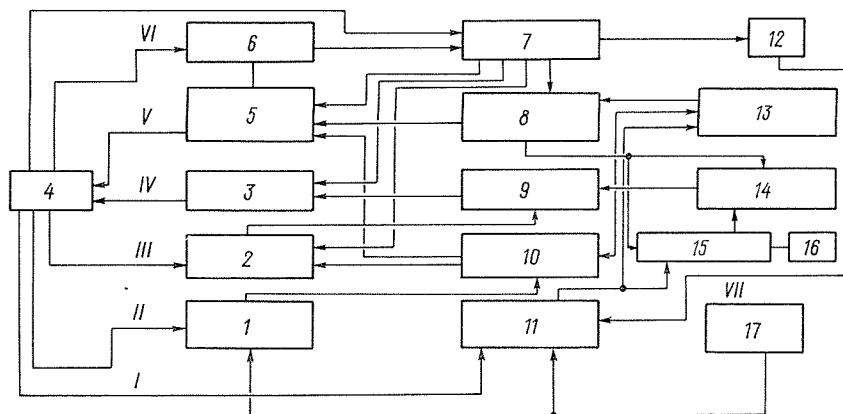


Рис. 3.6. Интерфейсный блок управления лазером.

1 — мультиплексор строки; 2 — мультиплексор адреса ОЗУ; 3 — шинный формирователь данных; 4 — ЭВМ «Электроника-ТЗ-29»; 5 — формирователь ответа интерфейсной платы; 6 — дешифратор кода селекции; 7 — дешифратор кода операции; 8 — управляющая ПЗУ; 9 — буферное ОЗУ; 10 — формирователь адреса ОЗУ; 11 — таймер начала отсчета; 12 — лазер; 13 — счетчик адреса ПЗУ; 14 — регистр числа фотонов; 15 — счетчик фотонов; 16 — ФЭУ; 17 — генератор тактовых импульсов.
 I — код начала отсчета; II — код строки; III — адрес; IV — данные; V — ответ; VI — код селекции; VII — синхронимпульс.

3.5. Результаты зондирования стратосферного аэрозоля

Приведем основные данные зондирования стратосферного аэрозоля, полученные с использованием лидара, описание которого приведено в предыдущем разделе.

Прежде всего представляло несомненный интерес распределение стратификации аэрозольного рассеяния в течение одной ночи. С этой целью были проведены серии экспериментов, позволившие получить распределение отношения обратного рассеяния через 1 ч. Статистика измерений при этом была достаточной, чтобы получить значения $R(H)$ с приемлемой погрешностью. На рис. 3.7 приведены типичные распределения, полученные через 1 ч в течение одной ночи. Тропауза по радиозондовым данным (Долгопрудный) находилась на высоте 12 км.

Наибольшее число сеансов зондирования было проведено в Долгопрудном в 1984—1985 гг. Для анализа были выбраны результаты измерений, проведенных в условиях высокой прозрачности атмосферы (рис. 3.8).

Прежде всего следует обратить внимание на низкое положение основного аэрозольного слоя (в среднем примерно 12 км) в октябре—январе 1984—85 г. Этот факт согласуется с данными работы [11], в которой отмечается, что высота слоев

Рис. 3.7. Распределение $R(H)$, полученное по данным наблюдений в течение одной ночи через интервал 1 ч (532 нм, 5 августа 1983 г., Долгопрудный).

Звездочки — данные зондирования под углом 60° , горизонтальные штрихи — рассчитанные погрешности $R(H)$.

максимума аэрозольного рассеяния в высоких широтах минимальна (10—12 км) в это же время.

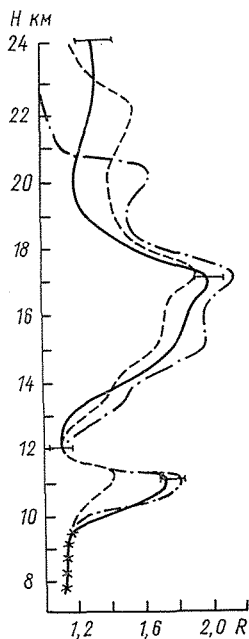
На рис. 3.8 нанесены также значения температуры атмосферы во время лазерных сеансов по данным радиозондирования. Чтобы не загромождать рисунок, значения температур нанесены только в области главного максимума (за исключением данных 21.01.1985 г., где измерения были проведены только до высоты 12 км).

Стрелками указана высота тропопавзы, взятая также по данным радиозондирования (21 и 31.01.1985 г. тропопавза располагалась ниже 10 км). В рассмотренный сезон основной аэрозольный максимум расположен выше тропопавзы и не имеет отношения к часто наблюдаемому скоплению аэрозольных частиц под тропопавзой. Минимальные значения температуры наблюдаются вблизи главного аэрозольного слоя в нижней стратосфере, что подтверждается и аналогичными зарубежными измерениями [167].

Эксперименты показали, что в средних широтах летние и зимние распределения отношения обратного рассеяния существенно различаются. Летом, как правило, отмечаются два слоя аэрозоля: один под тропопавзой и второй основной стратосферный слой на высотах 16—20 км. Высота и структура основного слоя изменяются от ночи к ночи. Иногда аэрозольные слои с вертикальной протяженностью 1—1,5 км наблюдаются и на больших высотах.

В зимнее время основной слой аэрозоля опускается до высот 11—13 км и располагается над тропопавзой. Более высокие слои в этот период имеют незначительную толщину, а иногда и вовсе отсутствуют.

Аэрозольный стратосферный слой наблюдается вблизи минимума температуры стратосферы, определенной датчиком радиозонда в месте, где проводилось лазерное зондирование стратосферы.



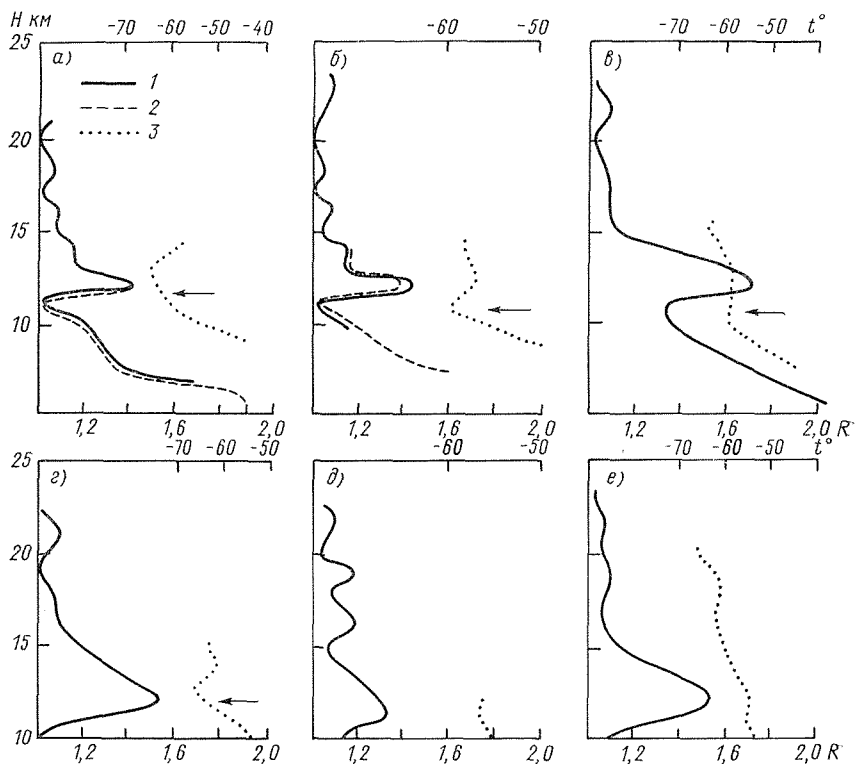


Рис. 3.8. Распределение $R(H)$ в зимний сезон 1984-85 г. (длина волны излучения 532 нм) для $\alpha=0^\circ$ (1) и $\alpha=60^\circ$ (2) при различных температурных профилях (3).

а) 30.10.84; б) 1.11.84; в) 12.11.84; г) 5.11.84; д) 21.1.85; е) 31.1.85.

Методом многоуглового зондирования атмосферы в серии экспериментов был определен профиль пропускания атмосферы на трассе лидар — зондируемый слой атмосферы — лидар. Наблюдаемый в некоторых случаях разброс экспериментальных данных свидетельствует о горизонтальной аэрозольной неоднородности с масштабами порядка нескольких десятков километров. В основном полученные данные пропускания совпадают с модельными.

Авторы работы [4] провели зондирование стратосферного аэрозоля в рейсах НИС «Профессор Зубов» в 1985—1986 гг. Они использовали лидар с длиной волны 532 нм, но обладающий большой энергией излучения и частотой повторения импульсов (см. п. 3.4). Расчеты вклада молекулярного рассеяния производились по данным аэрологического зондирования, регулярно осуществляемого непосредственно с борта судна.

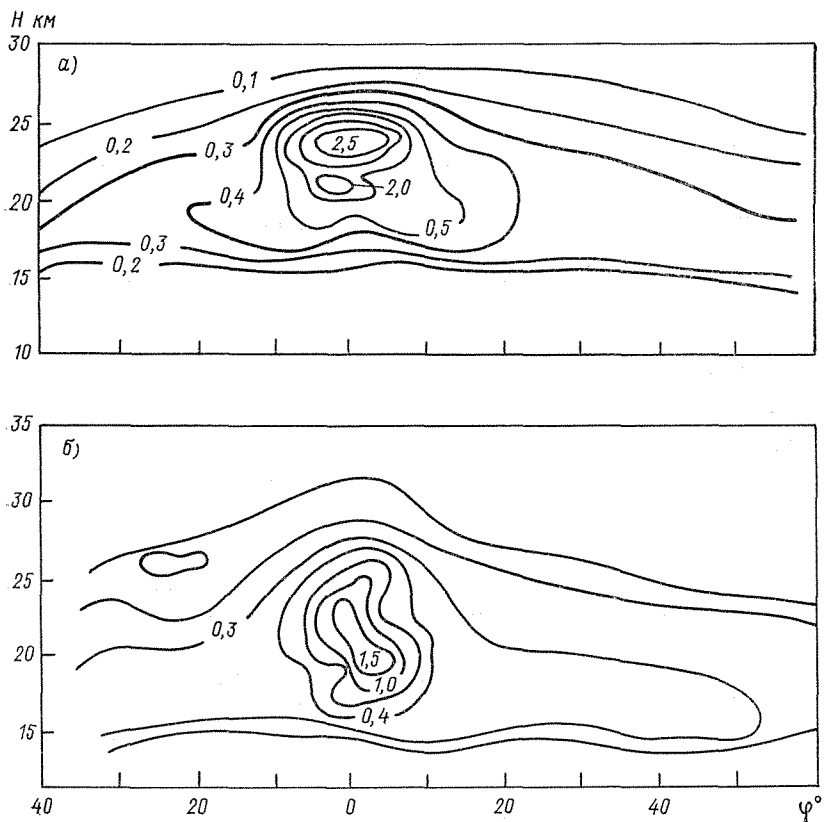


Рис. 3.9. Стратификация аэрозоля, наблюдаемая в рейсах НИС «Профессор Зубов» [4].

а — декабрь—январь 1985-86 г.; б — апрель 1986 г.

При расчетах предполагалось, что содержание аэрозоля на уровне тропопаузы и на высоте 30 км незначительно.

Высотно-широтный разрез ($H_{\max} \approx 30$ км) для второй половины декабря — начала января (1985-86 г.) показал резкое увеличение содержания аэрозоля в районе экватора (на высотах 15—25 км). Авторы [4] связывают это с извержением вулкана Руис в Колумбии (ноябрь 1985 г.). Характерной особенностью декабрьского распределения аэрозоля являются два максимума на высотах 22 и 25 км, при этом содержание аэрозоля в них примерно на 1—2 порядка превышает фоновые значения (рис. 3.9). Представленные на рис. 3.9 кривые соответствуют величинам $K(H) = \frac{\rho^*(H) - \rho(H)}{\rho(H)}$, где $\rho^*(H)$ — норми-

рованный по плотности атмосферы сигнал обратного рассеяния.

Спустя четыре месяца верхний максимум практически исчез, аэрозоль распространился до высот 30—35 км, а нижний максимум еще сохранялся. За эти четыре месяца наблюдений область вулканического аэрозоля увеличилась по широте от 10 до 30°. Полученные результаты аналогичны данным наблюдений распространения аэрозоля после извержения вулкана Эль-Чичон.

Полученные авторами работы [4] сведения о широтно-высотном распределении стратосферного аэрозоля свидетельствуют о целесообразности установки лидаров на судах, совершающих регулярные антарктические рейсы.

3.6. Основные параметры спутникового лидара

Оценим параметры лидара космического базирования для наблюдений аэрозоля в нижней стратосфере. Будем считать, что лидар установлен на низкоорбитальном КА ($H_0 = 350$ км).

Расчет распределения пропускания для $\lambda = 532$ нм с учетом молекулярного и аэрозольного рассеяния (по модели, представленной в монографии [72]) с учетом поглощения озоном (сечение поглощения примерно $2,5 \cdot 10^{-21}$ см² для 532 нм) приводит к следующему. На уровне около 50 км значение $T^2 \approx 1$, а ниже уменьшается от 0,96 на 30 км до 0,83 на 10 км. При площади приемной оптической антенны 1 м², коэффициенты оптических потерь 0,9, пропускании интерференционного фильтра 0,5, квантовой эффективности ФЭУ 0,15, вертикальном разрешении $\Delta H = 2$ км и энергии излучения 1 Дж за 1 импульс лазера сигнал обратного рассеяния при зондировании с 350 км изменяется от 10^2 (30 км) до $1,5 \cdot 10^3$ (10 км). Нетрудно подсчитать число импульсов лазера для приема сигнала с погрешностью 2 %, которое будет меняться от 25 импульсов (30 км) до 2 (12 км). При частоте зондирования 1 Гц горизонтальное усреднение составит примерно 200 км на высоте 30 км и примерно 15 км на высоте 10 км. Результаты расчетов представлены на рис. 3.10.

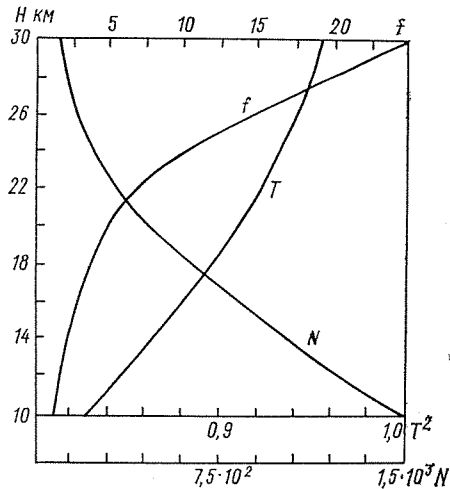
Примерно к таким же результатам приходят авторы работ [16, 159—161]. Моделирование проведено с целью анализа возможностей дистанционного зондирования стратосферного аэрозоля при помощи лидара, установленного на КА «Шаттл». Планируется применение каналов на длинах волн 532 и 1064 нм (ширина полос соответственно 0,5 и 1,0 нм) с мощностью импульсов 0,6 Дж и частотой посылок 10 Гц. Диаметр зеркала 1,25 м, а ширина пучка 1 мрад. Полученные результаты указывают на возможность восстановления по данным наблюдений в ночное время вертикального профиля аэрозоля

Рис. 3.10. Профиль пропускания (T), сигнал обратного рассеяния (f) и число импульсов лазера (N), необходимое для измерения сигнала с погрешностью 2 %.

с высотным разрешением 0,5—1,0 км в стратосфере и выше, включая мезосферный аэрозоль и серебристые облака при разрешении соответственно 1,0 и 0,25 км. Горизонтальное разрешение с помощью разрабатываемой аппаратуры составит 100 км в тропосфере, 200 км в стратосфере и 2000 км на высотах 60—85 км. При более четкой структуре (серебристые и перистые облака, аэрозольные слои) горизонтальное разрешение может быть улучшено.

Космический лидар, который предполагается установить на советскую пилотируемую орбитальную станцию «Мир», разрабатывается Институтом прикладной геофизики имени академика Федорова Е. К. совместно со Службой аэронавтики (Франция) в рамках программы сотрудничества «Интеркосмос». Ориентировочные характеристики лидара: длина волны излучения 532 нм, энергия излучения в импульсе 50 мДж, частота повторения импульсов 50 Гц, расходимость лазерного луча после передающей оптической антенны 0,5 мрад, диаметр приемной оптической антенны 0,4 м, угол поля зрения 0,5 мрад. Аппаратура должна использоваться для измерений глобального распределения стратосферного аэрозоля (особенно во время вулканических извержений) с разрешением по вертикали 1,5—2 км и по горизонтали 15—20 км. Одновременно предполагается определять степень общего облачного покрова, высоту ВГО среднего и нижнего ярусов (с точностью до 150 м), а также высоту, толщину и оптическую плотность перистых облаков.

В заключение необходимо отметить, что в последние годы за рубежом созданы и проходят испытания самолетные лидары для зондирования аэрозоля [150, 170]. По своим характеристикам разработанные лидары близки к лидарам, которые предполагается установить на ИСЗ.



В обзоре Национальной академии наук США [166], посвященном деятельности Метеорологической службы этой страны, констатируется, что существует единодушное мнение специалистов о том, что получение информации о ветре является основным условием улучшения качества прогнозов погоды. В отчете обращено внимание на лидар, как на единственный перспективный инструмент, который может обеспечить потребителей достаточно точной и оперативной информацией о ветре в глобальных масштабах.

Учитывая важность названной проблемы, а также то обстоятельство, что в изданных монографиях последовательно не рассмотрено большинство вопросов, связанных с доплеровским измерением ветра в оптическом диапазоне длин волн, авторы подробно остановились на различных аспектах таких измерений.

Следует отметить, что в последние годы появились обстоятельные теоретические исследования (например, Хоффакера и др. [135]), в которых методом математического моделирования получены результаты, непосредственно относящиеся к измерениям ветра с ИСЗ. Связаны эти исследования с реализацией программы «Виндсат» — созданию доплеровского бортового лидара для определения ветра в атмосфере. Основные результаты проведенных работ нашли отражение во второй части настоящей главы.

Известно, что лазерные измерения скорости ветра в наземных условиях проводятся с помощью лидаров двух классов: доплеровских и времяпролетных.

Времяпролетные лидары [82] работают по принципу измерения времени пролета атмосферного аэрозоля (предполагается, что аэрозоль полностью увлекается атмосферным потоком) между зондируемыми объемами. Расстояние между объемами известно из геометрии эксперимента, а время пролета определяется как точка максимума функции взаимной корреля-

ции последовательностей лидарных сигналов, принятых из различных зондируемых объемов. Ясно, что попытка разместить такой лидар на борту ИСЗ приведет к непреодолимым техническим и методическим трудностям, связанным с необходимостью длительное время (заметно превосходящее время пролета) удерживать в поле зрения фиксированный набор зондируемых объемов.

Поэтому бортовой анемометрический лидар должен быть доплеровским.

4.1. Доплеровский метод измерения скорости ветра

В 1842 г. Доплер установил эффект изменения частоты ω , испускаемой источником, движущимся по отношению к наблюдателю, по сравнению с собственной частотой ω_0 того же источника в системе отсчета, в которой он покоится. Эффект Доплера приводит к смещению частоты на величину

$$\omega_D = \omega_0 - \omega = \omega_0 \frac{(\vec{v} \vec{k})}{kc} = \vec{v} \vec{k}, \quad (4.1)$$

где $\vec{k}$ — волновой вектор, $k = \omega_0/c$, v — скорость источника, c — скорость света. Соотношение (4.1) справедливо в предположении малости величины $\beta = v/c$. Это предположение используется далее во всей главе, так как для наибольших скоростей, которые здесь рассматриваются, $\beta \leq 10^{-4}$.

Легко показать, что для излучения, рассеянного объектом, движущимся со скоростью $\vec{v}$, доплеровский сдвиг частоты

$$\Delta\omega = \omega_0 \left[\frac{\vec{v}}{c} \left(\frac{\vec{k}}{k} - \frac{\vec{k}'}{k'} \right) \right] = \vec{v} (\vec{k} \vec{k}'), \quad (4.2)$$

где $\vec{k}$ и $\vec{k}'$ — волновые векторы соответственно падающего и рассеянного излучения.

Эффект Доплера, первоначально использованный, например, в астрономических наблюдениях, в дальнейшем, с созданием и развитием квантовой электроники, нашел широкое применение для бесконтактных и высокоточных измерений скоростей потоков газа и жидкости. Был разработан класс приборов — лазерных доплеровских измерителей скоростей (ЛДИС), создана их теория, рассчитаны оптимальные методы анализа сигналов ЛДИС, разработаны различные методики измерений. обстоятельному изложению перечисленных вопросов посвящен, например, сборник статей [75], в котором приведена также обширная библиография по ЛДИС.

Рассмотрим основные способы реализации ЛДИС. Прежде всего отметим, что для получения информации о скорости

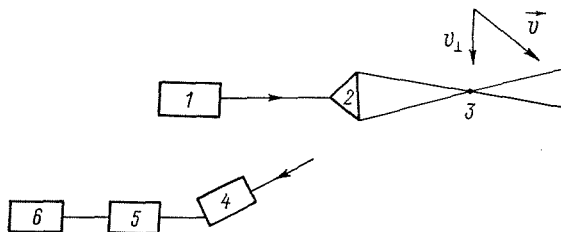


Рис. 4.1. Дифференциальная схема доплеровского лоатора.

1 — передатчик; 2 — передающая антенна; 3 — зондируемый объем; 4 — приемная антенна; 5 — приемный блок; 6 — блок регистрации и обработки.

рассеивателя необходимо измерить разность частот переданного и принятого сигналов. Естественно, для этого следует воспользоваться методом гетеродинирования, при котором автоматически происходит выделение разностной частоты на нелинейном элементе (фотоприемнике), куда поступают два сигнала, оптические частоты которых разнесены на величину доплеровского сдвига. При этом в первом случае один из сигналов может непосредственно поступать от передатчика — такая схема реализации ЛДИС называется схемой прямого гетеродинирования, во втором случае оба смешиваемых сигнала поступают от рассеивателя — такая схема называется дифференциальной. Применение схемы прямого гетеродинирования предъявляет жесткие требования к малости угла рассогласования опорной (т. е. поступающей от гетеродина) и сигнальной (т. е. поступающей от рассеивателя) волн. Выполнение этих требований, особенно на борту ИСЗ, представляет собой нетривиальную техническую задачу, поэтому на первый взгляд кажется, что в бортовом анемометрическом лидаре целесообразнее применять дифференциальную схему.

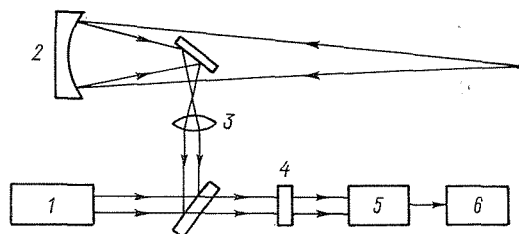
Принцип работы дифференциальной схемы ЛДИС пояснен на рис. 4.1. Луч передатчика делится на две равные части, которые затем сводятся в зондируемый объем передающей антенной. Аэрозоль, движущийся через зондируемый объем со скоростью $\vec{v}$, рассеивает излучение в направлении приемной антенны, и на фотоприемнике в силу его нелинейных свойств выделяется разностная частота

$$\Delta\omega = 2\omega_0 \frac{v_{\perp}}{c} \sin \frac{\alpha}{2}, \quad (4.3)$$

где ω_0 — частота передатчика; α — угол между зондирующими лучами; $v_{\perp}$ — проекция вектора $\vec{v}$ на перпендикуляр к биссектрисе угла между зондирующими лучами, лежащий в одной плоскости с ними.

Рис. 4.2. Схема прямого гетеродинирования.

1 — лазер; 2 — оптическая антенна; 3 — фокусирующая линза; 4 — attenuator; 5 — фотоприемник; 6 — регистрирующая аппаратура.



Не будем подробно анализировать работу дифференциальной схемы и обращать внимание на ее достоинства, так как одно из главных ее преимуществ (в наземных условиях) превращается при зондировании с ИСЗ в принципиально неустранимый недостаток. Речь идет о существенном уменьшении доплеровского сдвига частоты по сравнению со схемой прямого гетеродинирования, что, вообще говоря, позволяет сузить полосу приемно-регистрирующего тракта и выиграть в отношении сигнал/шум. Однако реализовать это преимущество (да и другие) в условиях чрезвычайно малых значений углов α , характерных для зондирования с орбиты ИСЗ, не удастся. В самом деле, как показывает простой расчет, при начальном разноразном зондирующих пучков примерно 3 м и наклонной дальности около 300 км, угол $\alpha \approx 10^{-5}$ рад. Это значит, что даже для излучения видимого диапазона (а не ИК, что, как будет показано ниже, является предпочтительным для технической реализации) и заведомо завышенной скорости рассеивателя относительно ИСЗ $v_{\perp} \approx 10^4$ м·с⁻¹ сдвиг частоты $\Delta\nu$ ($\nu = \omega/2\pi$) составляет примерно 10^5 Гц.

В то же время ясно, что радиальное пространственное разрешение, необходимое для получения геофизически значимой информации, требует применения импульсного передатчика с длительностью импульса $\tau \leq 10^{-5}$ с. За такое время ожидаемый сдвиг частоты можно измерить с относительной погрешностью около 100 %, что совершенно неприемлемо с точки зрения выделения скорости ветра на фоне движения ИСЗ. По аналогичным причинам непригодна для реализации на борту ИСЗ и обратная дифференциальная схема. Поэтому несмотря на трудности высокоточного сведения волновых фронтов в бортовом лидаре необходимо реализовать схему прямого гетеродинирования.

Один из вариантов схемы прямого гетеродинирования представлен на рис. 4.2. Перед тем как приступить к анализу ее работы, целесообразно ознакомиться с характеристиками лазера, выполняющего в данной схеме функции передатчика и гетеродина.

4.2. Основные требования к лазерам для доплеровских лидаров

К степени когерентности и стабильности излучения лазеров в доплеровских лидарах предъявляются высокие требования. Прежде всего это относится к погрешности измерений, связанной с доплеровской частотой, которая в зависимости от скорости ветра лежит в широких пределах (табл. 4.1).

Таблица 4.1. Значение доплеровских частот (Гц), соответствующих различным скоростям ветра для лазеров на аргоне и углекислом газе

λ , мкм	v , м·с ⁻¹		
	10^{-1}	10^2	$8 \cdot 10^3$
0,488	$2,1 \cdot 10^5$	$2,1 \cdot 10^8$	$1,6 \cdot 10^{10}$
10,6	$9,4 \cdot 10^4$	$9,4 \cdot 10^7$	$7,3 \cdot 10^9$

Поэтому при погрешности измерений 10^{-3} , например, при $v=0,1$ м·с⁻¹ и $\lambda=10,6$ мкм, погрешность определения величины v должна составлять 94 Гц.

На рис. 4.3 приведен спектр одномодового TEM_{00q} газового лазера. Для гелий-неонового лазера $\Delta\nu_{dq} \approx 1,7 \cdot 10^9$ Гц, для аргонового $\Delta\nu_{dq} = 3,5 \cdot 10^9$ Гц. Важной чертой CO_2 -лазеров является малая ширина линии усиления на переходе $(00^1)-(10^0)$ линии $P(20)$ (длина волны излучения 10,58 мкм). Уширение линии, вызванное эффектом Доплера,

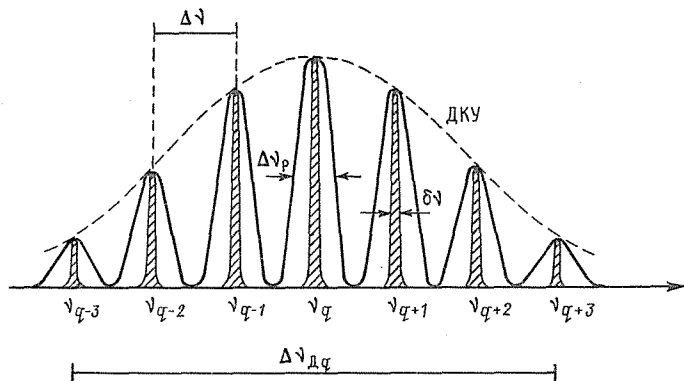


Рис. 4.3. Спектр одномодового TEM_{00q} излучения газового лазера.

$\Delta\nu$ — сдвиг частот между осевыми модами излучения ν_{qi} ; $\Delta\nu_p$ — ширина резонансного пика резонатора; $\delta\nu$ — ширина спектральной линии излучения лазера; ДКУ — доплеровская кривая усиления.

при давлении в несколько сотен паскалей и температуре 300 К составляет $(5...6) \cdot 10^7$ Гц. Сдвиг частот $\Delta\nu$ между осевыми модами излучения ν_{qi} определяется параметрами оптического резонатора

$$\Delta\nu = c/2L, \quad (4.4)$$

где L — расстояние между зеркалами резонатора. При длине резонатора 1 м для CO_2 -лазера разность между соседними модами равна $1,5 \cdot 10^8$ Гц, поэтому генерация двух продольных мод оказывается невозможной. Величина $\Delta\nu$ определяет предельное значение однозначного определения частоты Доплера при использовании одномодового лазера. При гетеродинном фотоприеме должно выполняться условие

$$\nu_d \leq \frac{1}{2} \Delta\nu, \quad (4.5)$$

так как доплеровский сигнал содержит набор частот $\nu_{qi} \pm \nu_d$. Если условие (4.5) не выполняется, то следует применять одностотный режим работы лазера. Это обстоятельство обуславливает преимущество CO_2 -лазера для использования в качестве передатчика в доплеровском лидаре, размещенном на ИСЗ в условиях значительных (примерно 10^9 Гц) сдвигов частоты. Генерация единственной продольной моды исключает неоднозначность в определении доплеровского сдвига частоты без существенных технических трудностей и энергетических потерь, неизбежных при переводе многомодового лазера в одностотный режим.

Кроме CO_2 -лазера, в качестве передатчика могут быть использованы лазеры с малой длиной резонатора L . Однако из формулы (4.4) нетрудно заметить, что исключение неоднозначности в измерении доплеровского сдвига возможно лишь при $L \leq 10^{-1}$ м. Такое условие ограничивает возможности применения газовых лазеров по энергетическим соображениям. Возможность применения твердотельных лазеров будет рассмотрено в п. 4.7.3.

Приведем еще некоторые основные формулы параметров лазеров, которые необходимы для разработчиков доплеровских лидаров.

Ширина резонансного пика резонатора $\Delta\nu_p$ определяется добротностью $Q = \frac{2\pi L\nu}{\alpha a}$, $\Delta\nu_p = \frac{\nu}{Q} = \frac{\alpha^* c}{2\pi L}$, где α^* — коэффициент потерь за одно прохождение волны в резонаторе. Обычно значение $\Delta\nu_p \approx 10^8 \dots 10^7$ Гц. Минимальная ширина спектральной линии определяется формулой

$$\Delta\nu_{\min} = \frac{8\pi h\nu}{P_0} \Delta\nu_p^2. \quad (4.6)$$

При $P_0 = 10^{-3}$ Вт для гелий-неонового лазера $\delta\nu_{\min}$ может составлять 10^{-2} Гц, так как в основном за счет непостоянства параметров резонатора и активной среды величина $\delta\nu = \delta\nu_{\text{эф}}$, а величина $\delta\nu_{\text{эф}}$ на несколько порядков шире. Для непрерывных CO_2 -лазеров при выходной мощности 10 Вт ширина спектра равна нескольким кГц (при времени измерений менее 1 с). Наконец, относительная стабильность частоты излучения лазера ограничена тепловыми движениями корпуса резонатора.

Одним из основных параметров, определяющих возможность применения лазерных излучателей для определения ветра в атмосфере, является мощность излучения. Здесь наиболее перспективными являются CO_2 -лазеры, работающие как в непрерывном, так и в импульсном режимах. Техническая реализация одночастотных CO_2 -лазеров рассматривается, например, в монографии [77], некоторые параметры лазеров, используемых в лидарных анемометрах, приведены в табл. 4.3.

4.3. Схема прямого гетеродирования

Пусть передатчик доплеровского лидара излучает сигнал $E(t)$, имеющий комплексную огибающую $A(t)$:

$$E(t) = A(t) e^{i\omega_0 t}. \quad (4.7)$$

На фотоприемнике сигнал гетеродина $E_g(t)$ смешивается с сигналами индивидуальных аэрозольных рассеивателей $E_m(t)$ ($1 \leq m \leq N$, N — полное число рассеивателей в зондируемом объеме) и образует результирующее поле $E_r(t)$:

$$E_r(t) = E_g(t) + \sum_{m=1}^N E_m(t). \quad (4.8)$$

Отметим, что в доплеровском лидаре, размещенном на борту ИСЗ, один и тот же лазер не может выполнять функции и передатчика и гетеродина, так как передатчик, как отмечалось выше, должен работать в импульсном режиме с длительностью импульса $\tau \leq 10^{-5}$ с, а гетеродин должен обеспечить прием излученного импульса с задержкой $t_3 = 2Z/c$ в течении времени $t_r = 2Z_r/c$ (здесь Z — наклонная дальность до ближайшего зондируемого слоя, Z_r — радиальная протяженность зондируемого объема). Величины t_3 и t_r по порядку величины составляют соответственно 10^{-2} и 10^{-5} с, откуда ясно, что гетеродин должен работать в непрерывном или квазинепрерывном режиме. Это обстоятельство приводит к необходимости модификации схемы, приведенной на рис. 4.2. Конкретные варианты такой модификации рассмотрены в пп. 4.6 и 4.7.2.

Продолжим анализ работы гетеродинной схемы, предполагая выполненным условие малости угла рассогласования опорной и сигнальной волн γ , т. е.

$$\gamma < 1,22\lambda/b, \quad (4.9)$$

где b — размер фотокатода.

Конкретизируем вид $E_g(t)$ и $E_m(t)$. Можно положить

$$E_m(t) = a_m A(t - t_m) e^{i\omega_m t}, \quad (4.10)$$

$$E_g(t) = A_g e^{i\omega_g t}, \quad (4.11)$$

где a_m — случайная комплексная величина, зависящая от амплитуды рассеяния m -й аэрозольной частицы и от ее расстояния до лидара Z_m ; $t_m = 2Z_m/c$ — время запаздывания сигнала от m -й частицы; $\omega_m = \omega_0 + \omega_c + \Omega_m$ (ω_c — доплеровский сдвиг частоты, обусловленный относительным движением лидара и земной поверхности; Ω_m — доплеровский сдвиг частоты, обусловленный движением m -й аэрозольной частицы относительно поверхности Земли); A_g — постоянная величина.

Возможность представления поля гетеродина в виде (4.11) оправдана тем, что естественная ширина спектра CO_2 -лазера равна доплеровскому сдвигу, соответствующему скорости примерно 10^{-2} м·с $^{-1}$. Погрешностями такого порядка в спутниковой лидарной анемометрии пренебрегают, так как другие (неустраиваемые) погрешности существенно их превышают.

Перепишем теперь соотношение (4.8) в обозначениях, аналогичных принятым в работе [8], и, следуя данным этой работы, получим спектральную плотность фототока

$$E_r = A_1(t) e^{i\omega_1 t} + A_g e^{i\omega_g t} = E_1(t) + E_g(t), \quad (4.12)$$

где

$$\omega_1 = \omega_0 + \omega_c; \quad A_1(t) = \sum_{m=1}^N a_m A(t - t_m) e^{i\Omega_m t}.$$

Ток фотодетектора определяется выражением

$$i(t) = \eta E_r(t) E_r^*(t) \quad (4.13)$$

где η — квантовая эффективность детектора.

Подстановка (4.12) в (4.13) приводит к выражению

$$i(t) = i_g + i_1(t) + 2\beta \operatorname{Re} \{A_1(t) A_g e^{i(\omega_1 - \omega_g)t}\}, \quad (4.14)$$

где $i_1(t)$ и i_g — составляющие тока, обусловленные соответственно сигнальной и опорной волнами. Для корреляционной функции фототока получаем с учетом дробового шума:

$$\begin{aligned} B(\tau) &= \langle i(t) i(t + \tau) \rangle + e(i_g + \langle i_1 \rangle) \delta(\tau) = \\ &= e(i_g + \langle i_1 \rangle) \delta(\tau) + i_g^2 + B_1(\tau) + \\ &\quad + 2i_g \langle i_1 \rangle \operatorname{Re} \{\gamma_1(\tau) e^{i\omega_g \tau}\}, \end{aligned} \quad (4.15)$$

где e — элементарный заряд; $\delta(\tau)$ — дельта-функция Дирака; $B_1(\tau)$ — составляющая корреляционной функции, обусловленная детектированием только сигнала; $\gamma_1(\tau)$ — нормированная корреляционная функция поля сигнала; угловые скобки означают усреднение по флуктуациям передатчика

$$\gamma_1(\tau) = \frac{\langle E_1(t) E_1^*(t+\tau) \rangle}{\langle E_1(t) E_1^*(t) \rangle} = \frac{\langle A_1(t) A_1^*(t+\tau) \rangle}{\langle A_1(t) A_1^*(t) \rangle} e^{-i\omega_1\tau}. \quad (4.16)$$

Таким образом, вычисление корреляционной функции фототока сводится к вычислению корреляционной функции огибающей поля сигнала

$$\alpha(\tau) = \langle A_1(t) A_1^*(t+\tau) \rangle = \left\langle \sum_{m,l=1}^N a_m a_l^* A(t-t_m) \times \right. \\ \left. \times A^*(t+\tau-t_l) e^{it(\Omega_m-\Omega_l)-i\Omega_l\tau} \right\rangle. \quad (4.17)$$

Так как флуктуация огибающей сигнала передатчика и свойства рассеивателей статистически независимы, выражение (4.17) можно записать в виде

$$\alpha(\tau) = \alpha_A(\tau) \sum_{m,l=1}^N a_m a_l^* \times e^{it(\Omega_m-\Omega_l)-i\Omega_l\tau}, \quad (4.18)$$

где $\alpha_A(\tau) = \langle A(t) A^*(t+\tau) \rangle$ — корреляционная функция огибающей поля излучения передатчика.

Сумму в формуле (4.18) можно вычислить, разбив ее на диагональную и недиагональную части и используя очевидный факт равномерности распределения фаз комплексных величин a_m в интервале $(-\pi, \pi)$ и независимости распределения этих фаз от распределения модулей:

$$\begin{aligned} & \sum_{m,l}^N a_m a_l^* e^{it(\Omega_m-\Omega_l)-i\Omega_l\tau} = \\ & = \sum_{\substack{m,l=1 \\ m \neq l}}^N a_m a_l^* e^{it(\Omega_m-\Omega_l)-i\Omega_l\tau} + \\ & \quad + \sum_{m=1}^N |a_m|^2 e^{i\Omega_m\tau} = \\ & = N \langle |a_m|^2 \rangle \langle e^{-i\Omega_m\tau} \rangle_m + \\ & \quad + N(N-1) \langle a_m a_l^* \rangle_{\substack{m,l \\ m \neq l}} \times \\ & \quad \times \langle e^{it(\Omega_m-\Omega_l)-i\Omega_l\tau} \rangle_{\substack{m,l \\ m \neq l}} = \\ & = N a^2 e^{-i\bar{\Omega}\tau} e^{-1/2\sigma_\Omega^2\tau^2}, \end{aligned} \quad (4.19)$$

где угловые скобки $\langle \rangle_m$, $\langle \rangle_{m,i}$ означают усреднение по ансамблю рассеивателей; $a^2 = \langle |a_m|^2 \rangle_m$, $\bar{\Omega} = \langle \Omega_m \rangle_m$, $\sigma_{\Omega}^2 = \langle (\Omega_m - \bar{\Omega})^2 \rangle_m$ (распределение величин $(\Omega_m - \bar{\Omega})$ предполагается нормальным).

С учетом (4.18) и (4.19) соотношение (4.17) принимает вид

$$\gamma_1(\tau) = \gamma_A(\tau) e^{-1/2 \sigma_{\Omega}^2 \tau^2} e^{-i(\omega_1 + \bar{\Omega})\tau}, \quad (4.20)$$

где $\gamma_A(\tau)$ — нормированная корреляционная функция огибающей поля передатчика. Подставив (4.20) в (4.15) и применяя преобразование Фурье, приходим к следующему выражению для энергетического спектра фототока:

$$\begin{aligned} S(\omega) &= \frac{1}{2\pi} \int B(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau = \\ &= \frac{e}{2\pi} (i_g + \langle i \rangle) + i_g^2 \delta(\omega) + S_1(\omega) + \\ &+ \frac{i_g \langle i_1 \rangle}{\sigma_{\Omega} \sqrt{2\pi}} \left(S_A(\rho) * e^{-\frac{\rho^2}{2\sigma_{\Omega}^2}} \right)_{\rho = \omega + \omega_1 + \bar{\Omega} - \omega_g} + \\ &+ \frac{i_g \langle i_1 \rangle}{\sigma_{\Omega} \sqrt{2\pi}} \left(S_A(\rho) * e^{-\frac{\rho^2}{2\sigma_{\Omega}^2}} \right)_{\rho = \omega - \omega_1 - \bar{\Omega} + \omega_g}, \end{aligned} \quad (4.21)$$

где знаком * обозначена операция свертки; $S_1(\omega)$ — энергетический спектр, обусловленный детектированием только сигнала; $S_A(\omega)$ — энергетический спектр огибающей поля излучения передатчика.

Заметим, что, так как обычно выполняется условие

$$E_g(t) \gg \sum_{m=1}^N E_m(t), \quad (4.22)$$

слагаемыми $S_1(\omega)$ и $\frac{e}{2\pi} \langle i_1 \rangle$ в (4.21) можно пренебречь.

Из формулы (4.21) видно, что энергетический спектр фототока имеет постоянную составляющую, обусловленную дробовым шумом, составляющую, обусловленную детектированием опорного излучения и сосредоточенную в нуле, и составляющую, расположенную симметрично относительно частоты $\omega_u = \omega_1 - \omega_g + \bar{\Omega}$, форма которой повторяет форму свертки спектра огибающей поля передатчика и гауссовой кривой, ширина которой определяется дисперсией скоростей рассеивателей в зондируемом объеме. В случае если распределение отклонения скоростей от средней по ансамблю рассеивателей не является нормальным, последняя кривая не имеет гауссовой формы, но

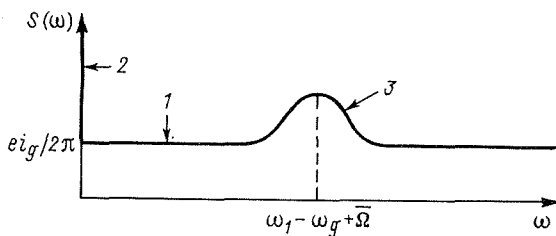


Рис. 4.4. Энергетический спектр фототока.

1 — составляющая, обусловленная дробовым шумом; 2 — составляющая, обусловленная детектированием опорного излучения; 3 — составляющая, симметричная относительно частоты ω_u .

для дальнейшего изложения это не является принципиальным*. Вид энергетического спектра фототока приведен на рис. 4.4.

Задача анемометрического зондирования состоит в определении центральной частоты ω_u . Это определение осуществляют различными методами, некоторые из которых рассмотрены в последующих разделах. Здесь мы ограничимся только замечаниями общего плана. Из выражения для ω_u видно, что весьма удобно выбрать частоту гетеродина $\omega_g = \omega_1 = \omega_0 + \omega_c$. Помимо преимущества непосредственной интерпретации это позволяет минимизировать ширину полосы приемно-регистрирующего тракта, т. е. выиграть в отношении сигнал/шум. Однако при таком подходе необходимо постоянно перестраивать частоту гетеродина, так как величина ω_c зависит как от широты точки зондирования, так и от угла между волновым вектором зондирующего излучения и вектором скорости ИСЗ относительно зондируемого объема. Поскольку естественным является стремление к увеличению ширины обзора с борта ИСЗ, то этот угол необходимо изменять. С другой стороны, выбор частоты гетеродина, равной частоте передатчика, помимо уже отмеченного ухудшения отношения сигнал/шум, приводит к необходимости осуществлять спектральный анализ в области более высоких частот, что порождает дополнительные технические трудности. Оптимальным, по-видимому, является промежуточ-

* Принципиальным является то обстоятельство, что средняя по ансамблю рассеивателей скорость может не совпадать со средней по объему зондирования. Это имеет место в том случае, если в слоях с различной скоростью внутри объема зондирования заметно разнятся показатели обратного рассеяния. В этом случае теряет силу использованное при выводе (4.19) соотношение $\langle |a_m|^2 e^{-i\Omega m \tau} \rangle_m = \langle |a_m|^2 \rangle_m \langle e^{i\Omega m \tau} \rangle_m$. Впрочем, результаты численного моделирования [135], показывают, что к большим погрешностям это не приводит.

ный вариант, ограничивающий как полосу перестройки, так и полосу пропускания приемно-регистрирующего тракта. Оценка необходимой полосы перестройки определяется условиями зондирования (см. п. 4.4).

4.4. Условия измерений ветра с борта ИСЗ

Рассмотрим работу доплеровского анемометрического ли-
дара, размещенного на борту ИСЗ, пролетающего на высоте H
над точкой земной поверхности, имеющей географическую ши-
роту φ_0 . Воспользуемся при этом системой координат, центр
которой совпадает с центром масс ИСЗ, ось Z направлена в на-
дир, а ось X — к Северному полюсу (рис. 4.5). Центральная
частота энергетического спектра фототока ω_u , согласно (4.21)
и (4.1), определяется выражением

$$\omega_u = \bar{\Omega} + \omega_0 + \vec{k}(\vec{u} + \vec{w}) - \omega_g, \quad (4.23)$$

где $\bar{\Omega} = \vec{k}\vec{v}$ — информационная часть доплеровского сдвига, со-
ответствующая средней скорости ветра $\vec{v}$, $\vec{u}$ — скорость спут-
ника в геоцентрической системе координат, $\vec{w}$ — линейная ско-
рость земной поверхности, обусловленная вращением Земли.

Соотношение (4.23) позволяет определить величину ω_u че-
рез надирные и азимутальные углы путевой скорости и на-
правления зондирования:

$$\begin{aligned} \bar{\Omega} = \omega_u + \omega_g - \omega_0 - k u (\sin \theta_u \sin \theta_k \times \\ \times \cos(\psi_u - \psi_k) + \cos \theta_u \cos \theta_k) + k W_0 \cos \varphi \sin \theta_k, \end{aligned} \quad (4.24)$$

где $W_0 \approx 0,46 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ — скорость вращения Земли на экваторе;
 φ — географическая широта зондируемого объема ($\varphi \approx \varphi_0 +$
 $+ \frac{H}{R} \text{tg } \theta_k \cos \psi_k$, R — радиус Земли).

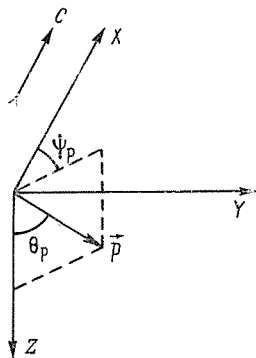


Рис. 4.5. Ориентация координатных осей. θ_p — надирный угол вектора $\vec{p}$, ψ_p — азимутальный угол вектора $\vec{p}$.

Формула (4.24) показывает, что выбор оптимальной частоты гетеродина определяется условиями зондирования: диапазоном изменения надириных углов θ_k и θ_u , угловой шириной полосы обзора $\psi_k - \psi_u$ и скоростью u . Ввиду очевидного условия $\theta_u > \theta_k$ ясно, что минимизация полосы пропускания приемно-регистрирующего тракта для неперестраиваемого гетеродина достигается при его частоте ω_g' , определяемой соотношением

$$\begin{aligned} \omega_g' = & \omega_0 + ku \sin \frac{1}{2} (\theta_u^{\min} + \theta_u^{\max}) \times \\ & \times \sin \left(\theta_k + \frac{\theta_u^{\max} + \theta_u^{\min}}{2} \right) + \frac{1}{2} kW_0 \sin \theta_k^{\max}, \end{aligned} \quad (4.25)$$

где $\theta_{k,u}^{\max, \min}$ — соответственно наибольшее и наименьшее значения надириных углов; $u \leq u_1 \sqrt{R/(R+H)}$ (равенство, справедливое для круговых орбит); u_1 — первая космическая скорость.

Соотношение (4.25) выполняется для кругового зондирования ($\psi = \psi_u - \psi_k$ изменяется в пределах от $-\pi$ до π). Сумма двух последних слагаемых определяет полосу пропускания приемно-регистрирующего тракта. В случае зондирования только в переднюю полусферу ($\cos \psi > 0$) перед вторым слагаемым в (4.25) следует поставить множитель $1/2$, а при зондировании только в заднюю полусферу ($\cos \psi < 0$) — множитель $-1/2$. Из (4.24) следует, что абсолютная погрешность определения информационного доплеровского сдвига ($\delta\bar{\Omega}$) связана с погрешностями измерения параметров орбиты ($\delta\psi_u, \delta\theta_u, \delta u$), погрешностями визирования ($\delta\theta_k, \delta\psi_k$) и привязки спутника ($\delta\varphi$), нестабильностью частоты гетеродина $\delta\omega_g$, а также погрешностью измерения центральной частоты энергетического спектра фототока $\delta\omega_u$ соотношением

$$\begin{aligned} (\delta\bar{\Omega})^2 = & (\delta\omega_u)^2 + (\delta\omega_g)^2 + k\mu_1 (\delta u)^2 + \\ & + k^2 u^2 \mu_2 (\delta\theta_u)^2 + k^2 u^2 \sin^2 \theta_u^{\max} \sin^2 \theta_k^{\max} \times \\ & \times [(\delta\psi_u)^2 + (\delta\psi_k)^2] + k^2 (W_0^2 \cos^2 \theta_k^{\min} + u^2 \mu_2) (\delta\theta_k)^2, \end{aligned} \quad (4.26)$$

где μ_1 — наибольшее из значений $\cos^2(\theta_k \pm \theta_u)$; μ_2 — наибольшее из значений $\sin^2(\theta_k \pm \theta_u)$ по всему диапазону надириных углов.

Декартовы компоненты вектора скорости ветра v определяют по результатам зондирования под различными углами (двумя, если необходимо восстановить только горизонтальные

составляющие, и тремя в общем случае), решая относительно величин a_i систему уравнений

$$\sum_{i=1}^l a_i (\vec{n}_i \vec{n}_j) = b_j; \quad \vec{n}_j = \frac{\vec{k}_j}{k}; \quad b_j = \frac{\bar{Q}_j}{k} \quad (4.27)$$

(где $j=1, 2, 3$, $l=2, 3$; $\vec{k}_j$ — волновые векторы зондирующего излучения, соответствующие различным углам зондирования) и вычисляя v_x, v_y, v_z через a_i по формулам:

$$\begin{aligned} v_x &= \sum_{i=1}^l a_i \sin \theta_{ki} \cos \psi_{ki}, \\ v_y &= \sum_{i=1}^l a_i \sin \theta_{ki} \sin \psi_{ki}, \\ v_z &= \sum_{i=1}^l a_i \cos \theta_{ki}. \end{aligned} \quad (4.28)$$

Последняя из формул (4.28) применяется только при зондировании под тремя углами. При зондировании под двумя углами предполагается $v_z=0$. Данные численного моделирования ошибок, возникающих в результате такого предположения, приведены в п. 4.7.1. Указанный подход к определению декартовых компонент предполагает горизонтальную однородность поля ветра, что также является дополнительным источником ошибок, влияние которого может быть учтено только в рамках конкретной модели поля ветра.

4.5. Рассеяние излучения CO₂-лазера атмосферным аэрозолем

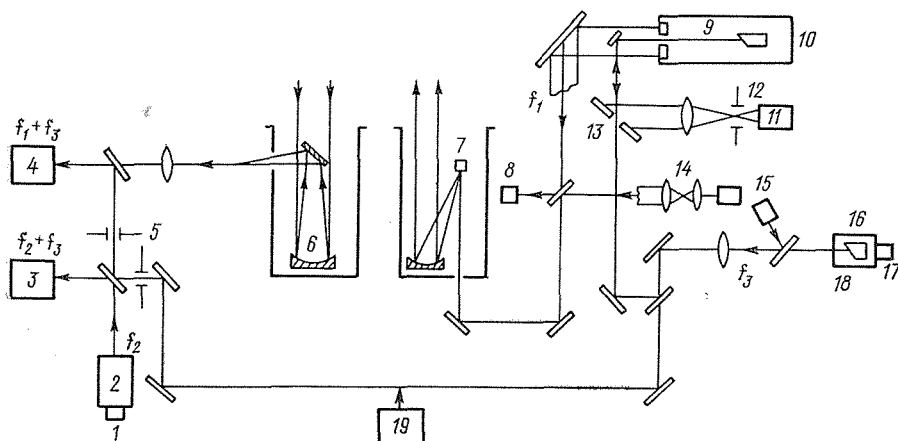
По имеющимся оценкам, показатель объемного аэрозольного рассеяния излучения CO₂-лазера на один-два порядка меньше аналогичной величины, например, для излучения рубинового лазера [40]. Однако такие оценки основаны на использовании эмпирического соотношения для приземного слоя воздуха, учитывающего МДВ. Поэтому представляет интерес рассмотреть некоторые последние экспериментальные данные по определению показателя обратного аэрозольного рассеяния излучения CO₂-лазера. Профиль обратного аэрозольного рассеяния так же как технические параметры прибора и высота орбиты определяют потенциал лидара космического базирования. Наиболее полно данные таких измерений приведены в работах [135, 149, 155].

Показатели обратного рассеяния до высоты 10 км измерялись когерентным CO₂-лидаром на длинах волн 9,25 и 10,6 мкм, параметры которого приведены в табл. 4.2. Схема используе-

Таблица 4.2. Основные параметры лидара [149]

Передатчик		Приемник	
Параметр	Значение	Параметр	Значение
Энергия в импульсе	1—3 Дж	Диаметр приемной антенны	0,15 м
Длительность импульса	1—2 мкс	Ширина полосы тракта	10 МГц
Частота повторения	0,1 Гц	Средняя частота	30 МГц
Расходимость луча после антенны	0,2 мрад		

мой аппаратуры приведена на рис. 4.6. Оптический резонатор импульсного лазера 9 представляет нестабильный резонатор, состоящий из дифракционной решетки и германиевого ответвителя, выполненного в виде выпуклого мениска. Центральная часть мениска (квадрат, сторона 15 мм) оставлена прозрачной, остальная — покрыта изнутри и снаружи специальным отражающим составом. Ответвитель крепится на пьезокристалле для настройки длины резонатора. Излучение лазера 18 (лазер с волноводом, работающий в режиме незатухающих колебаний), пройдя через небольшое отверстие зеркала 13 и центральную часть выходного зеркала лазера 9, поступает на дифракционную решетку для синхронизации лазера внешним сигналом. Кроме того, часть излучения от зер-

Рис. 4.6. Блок-схема когерентного СО₂-лидара [149].

1, 17 — пьезоэлектрические преобразователи; 2 — СО₂-лазер с местным гетеродином; 3, 4 — фотосместители; 5, 12 — затворы; 6 — приемная антенна; 7 — передающая антенна; 8, 16 — импульсные детекторы; 9 — импульсный СО₂-лазер; 10 — дифракционная решетка; 11 — детектор; 13 — зеркало с отверстием; 14 — расширитель луча; 15 — юстировочные He-Ne-лазеры; 18 — СО₂-лазер с волноводом и инжекционным генератором; 19 — оптико-акустический детектор.

кала 13 через прерыватель 12 падает на фотодетектор 11. Выходной сигнал этого фотодетектора (Hg Cd Te) воспроизводит положение резонансов лазера 9 при сканировании частоты лазера 18. В некоторых случаях в контур лазера 18 вводится оптико-акустический детектор 19 для стабилизации частоты лазера. Ячейка детектора заполнена углекислым газом и сигнал лазера с частотой модуляции настраивается через контур линии поглощения. Использование сигнала ошибки позволяет удерживать частоту лазера 18 на заданной частоте линии поглощения CO_2 .

Импульс лазера 9 направляется далее на передающую оптическую антенну 7. Принятый антенной 6 сигнал обратного рассеяния поступает на охлаждаемый фотосмеситель (HgCdTe). Местный гетеродин (2) стабилизирован на смещенной относительно лазера 18 частоте 30 МГц. Приемник, который усиливает и фильтрует выходной сигнал после фотосмещения, также центрирован на $f=30$ МГц.

Определение показателей обратного рассеяния с помощью представленной аппаратуры потребовало измерения геометрического фактора лидара (с помощью специальных отражающих экранов), привлечения данных об ослаблении лазерного излучения парами H_2O , CO_2 и O_3 . Методика определения аэрозольного рассеяния в этом случае достаточно подробно представлена в работе [129].

Наблюдаемые профили аэрозольного рассеяния указывают на сильную изменчивость величин, связанную с состоянием атмосферы. Показатель обратного рассеяния для длины волны 9,25 мкм часто бывает значительно выше аналогичных величин для длины волны 10,6 мкм. Авторы работы [129] считают, что возможной причиной наблюдаемого эффекта является селективное рассеяние частицами сульфата аммония.

Полученные в 1982—1983 гг. в Боулдере (Колорадо) аналогичные данные для длины волны 10,6 мкм составили основу банка данных НОАА (около 180 сеан-

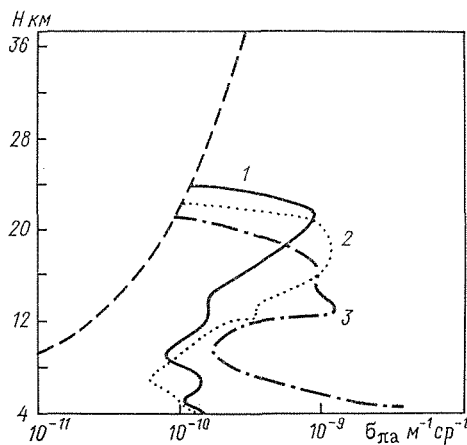


Рис. 4.7. Средние сезонные профили обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 10,6 мкм [135].

1 — осень 1982 г.; 2 — зима 1983 г.; 3 — весна 1983 г.

сов зондирования). На рис. 4.7 представлены средние сезонные профили показателя обратного рассеяния (каждый профиль по 10^3 импульсов лазера). Штриховой кривой обозначен предел чувствительности для используемой аппаратуры. Представленные данные являются необходимыми для определения потенциала доплеровского лидара, входной сигнал которого пропорционален обратному аэрозольному рассеянию.

4.6. Измерения ветра доплеровскими лидарами с Земли и самолетов

Разработка доплеровских лидаров для измерений ветра и обнаружения турбулентности безоблачной атмосферы была начата в 70-е годы (см. [75] и приведенную в ней библиографию). Например, в одной из первых работ [151], опубликованных более десяти лет назад, представлено описание самолетного лидара. Излучение газового CO_2 -лазера, установленного на самолете, фокусировалось по курсу самолета на расстоянии 20 м. Частицы аэрозоля, пролетающие со встречным потоком воздуха через фокальный объем, рассеивают излучение лазера во все стороны, в том числе и назад.

Блок-схема аппаратуры, поясняющая принцип измерения, приведена на рис. 4.8. Луч CO_2 -лазера 11 проходит два полупрозрачных зеркала (9, 10) и далее через оптическую систему 5 и 6 и окно 4 фокусируется на 20 м от самолета в объеме 3. Рассеянное излучение, пройдя в обратном направлении, фокусируется на вторичном зеркале 6 и далее, от полупрозрачного

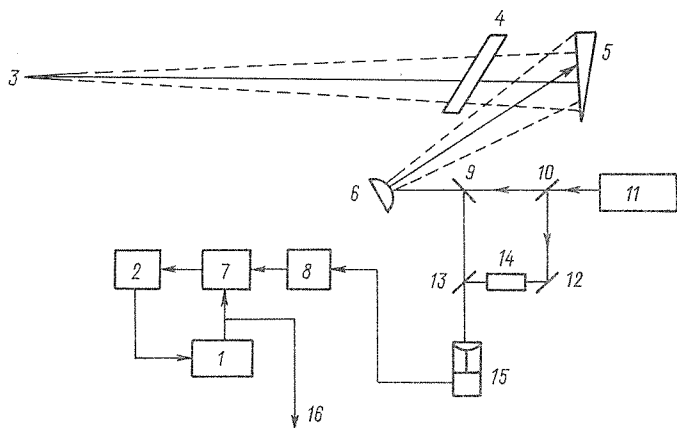


Рис. 4.8. Блок-схема самолетного доплеровского лидара [151].

1 — гетеродин, управляемый напряжением; 2 — блок промежуточной частоты; 3 — рассеивающий объем атмосферы; 4 — окно самолета; 5 — первичное зеркало; 6 — вторичное зеркало; 7 — смеситель; 8 — предварительный усилитель; 9, 10, 13 — полупрозрачные зеркала; 11 — лазер; 12 — зеркало; 14 — переменный аттенюатор; 15 — фотодетектор; 16 — к измерителю частоты.

Таблица 4.3. Параметры оптических элементов и лазера [151]

Элемент	Основные характеристики
Первичное зеркало 5	Вогнутый параболоид, диаметр 10 см, точность поверхности $\lambda/10$, отражающая поверхность — золото на подложке из хрома
Зеркала 9, 10, 13	Пластины германия, покрытые просветляющим слоем
Зеркало 12	Покрыто слоем золота, осажденного в вакууме
Линза перед фотоприемником	Выполнена из германия, обеспечивает пятно на фотокатоде 0,3 мм
Окно самолета 4	Поликристаллическая германиевая пластина, толщина 19 мм, апертура 15 см, точность $\lambda/10$
Детектор 15	Ртутно-кадмиевый теллурид, охлаждается жидким азотом
Аттенюатор 14	Две пластины арсенида галлия под углом Брюстера, изменение прозрачности — вращение аттенюатора
Лазер 11	вокруг луча: ослабление луча лазера до 1 Вт 25—50 Вт, стабильность от 10^{-10} (в течение 0,1 с) до 10^7 (более 8 ч), ширина луча 2,5 рад, поляризация линейная

зеркала 9 попадает на зеркало-смеситель 13 и детектор 15. Переменный аттенюатор 14 служит для оптимизации отношения мощностей прямого и отраженного излучения. Некоторые данные оптических элементов системы и лазера приведены в табл. 4.3.

Высокая стабильность частоты лазера достигалась главным образом за счет встроенной зеркальной системы. Частота излучения лазера соответствовала переходу $P(20)$, $\lambda = 10,591$ мкм.

Примененная схема автоподстройки отслеживает по частоте очень слабые сигналы в диапазоне нескольких МГц. Выходом схемы является напряжение местного гетеродина, позволяющее точно определить частоту входного сигнала. Полученные данные обрабатывались на бортовой ЭВМ, а также регистрировались в виде фотоснимков с экрана спектроанализатора.

В последующие годы наблюдается интенсивное совершенствование метеорологических доплеровских лидарных анемометров. Несомненно, что создание таких систем во многом обеспечивалось одновременной разработкой доплеровских лидаров для слежения за ИСЗ, сопровождением целей и т. п. В качестве примеров такой аппаратуры можно назвать лазерный локатор «Figeron» (США) с непрерывным режимом излучения (высокостабильный лазерный передатчик на CO_2). Выходная мощность лазера до 10 кВт позволила при оптической приемной антенне диаметром 0,48 м начать локацию ИСЗ, оборудованных угловыми оптическими отражателями до дальности 6000 км. В те же годы началось создание доплеровских систем аналогичного назначения, использующих импульсные CO_2 -лазеры. Примером

такой системы служит лидар DREV (Канада) с пиковой мощностью до 400 кВт при длительности импульса около 1 мкс [77].

Вкратце остановимся на некоторых исследованиях последних лет.

В работе [129] описывается мобильная когерентная лидарная система на основе импульсного CO_2 -лазера, разработанная по контракту с НОАА (США) и предназначенная для дистанционного изучения атмосферных турбулентностей и измерения скорости ветра. Энергия зондирующего излучения системы в импульсе на длине волны 10,6 мкм составляет 0,065—0,15 Дж. Длительность излучаемого импульса находится в пределах 2—8 мкс, а частота следования импульсов может изменяться от 1 до 25 Гц. Оптическая система лидара обеспечивает возможность сканирования луча в пределах от 5 до 90° по углу места и от 0 до 360° по азимуту с погрешностью 1°. Детектирование рассеянного излучения производится с помощью охлаждаемого HgCdTe-фотоприемника, на который поступает также лазерный гетеродинный сигнал. Обработка сигналов осуществляется мини-ЭВМ.

Авторы работы [140] приводят описание сравнительно простого лидара для измерения ветра в пограничном слое атмосферы. Мощность излучения CO_2 -лазера 3,5 Вт, диаметр приемного телескопа 0,3 м. Измерения скорости ветра были проведены до высоты 750 с разрешением 10 м. Разрешение по скорости составило 0,2 м·с⁻¹. Лидарные данные находятся в согласии с одновременными результатами, полученными радиозондами.

Другая доплеровская система с импульсным CO_2 -лазером (100 мДж, 10 Гц, 2 мкс) и диаметром приемной оптической антенны 0,28 м позволила увеличить дальность измерений до 12 км. Стандартное отклонение между данными, полученными лидаром и акустическими анемометрами, составило 0,34 м·с⁻¹, с радиозондовыми данными — 2,5 м·с⁻¹.

Дальнейшее развитие получили самолетные доплеровские лидары [104, 171]. Самолетная система LATAS [171] показала высокую надежность работы в период экспериментов, проводимых в течение 3 лет при различных метеоусловиях. Целью экспериментов было получение данных в условиях сильных гроз и сдвига ветра, изучение отраженного сигнала в облаках, дожде и практически незамутненной атмосфере — выше 13 км.

Другая самолетная система ADLS, разработанная по проекту НАСА [105], эксплуатировалась на реактивных самолетах. Подробное описание одного из последних вариантов аппаратуры приведено в работе [104]. Основные технические характеристики системы ADLS: длина волны излучения лазера 10,6 мкм, длительность импульса 1 мкс, пиковая мощность

5 кВт, частота повторения импульсов 200 Гц, диаметр приемной оптической антенны 0,3 м. Достигнутое пространственное разрешение 150 м.

С помощью указанной лидарной системы получены результаты измерений поля ветра в различных полетах.

Несомненные успехи в разработке и эксплуатации наземных и самолетных доплеровских лидаров позволили перейти к методическим и техническим исследованиям с целью определения глобального поля ветра с ИСЗ.

4.7. Определение ветра в тропосфере с ИСЗ

4.7.1. Данные математического моделирования

Рассмотрим основные результаты, полученные с помощью комплексной компьютерной модели измерений глобального поля ветра с ИСЗ [135].

Проведенные на ЭВМ вычисления включали следующие модели: движения ИСЗ (параметры орбиты, ошибки определения траекторных параметров и т. д.), доплеровского лидара (оптическая система, характеристики лазера, дальность зондирования, пространственная протяженность импульса и др.), системы сканирования (стробы, углы визирования), атмосферы (поле ветра, поглощение, рассеяние, облачность, турбулентность), процессора (алгоритм обработки сигнала, моменты спектра, ошибки измерения и т. д.). Все эти блоки в совокупности представляют собой средства математического обеспечения, предназначенные для моделирования процесса исследования любого района земного шара. Моделирование обеспечивает имитацию измерения параметров в заданном объеме атмосферы и накопление данных о мощности отраженного сигнала, радиальной скорости ветра и ширине доплеровского спектра в каждом стробимпульсе.

На выходе процессора получают сведения о профилях показателя ослабления в одном стробимпульсе, среднеквадратических ошибках измерения скорости ветра и рэлеевском рассеянии. Методом наименьших квадратов оцениваются продольная и поперечная составляющие вектора скорости ветра, а также среднеквадратичные ошибки этих оценок для объемной цели.

Анализировать данные по всей земной тропосфере или полученные в пределах одного витка ИСЗ, с вычислительной точки зрения непрактично. Целесообразнее описать некоторый выбранный объем, определив параметры атмосферы в его пределах и его положение относительно ИСЗ. Таким способом можно смоделировать атмосферу всего земного шара, зондируя за 1 раз один определенный объем.

После того как определены размеры заданного района земного шара, моделируется процесс сканирования с помощью

спутникового импульсного лидара. Для анализа выбираются только те зондирующие импульсы, которые попадают в заданный объем атмосферы. Этот объем (или объемное пятно) облучения имеет размеры 300×300 км и толщину 20 км. Он может располагаться на любом расстоянии в поперечном относительно орбиты направлении (ограниченном горизонтом) от подспутникового следа. Угол полукуноса относительно надира дает возможность получать отраженный сигнал доплеровского лидара с некоторого максимального расстояния, считая от плоскости орбиты. Это расстояние называется дальностью сканирования. Так, лидар, расположенный на 800-километровой орбите и имеющий угол относительно надира $53,6^\circ$, может обеспечить дальность сканирования 1400 км, считая от подспутникового следа. Анализ показывает, что такие параметры обеспечивают в процессе движения ИСЗ глобальный обзор. Далее моделируется коэффициент направленного действия антенны для каждого импульса лазера с учетом эффекта дрожания по углу, который приводит к изменению направления визирования. На выходе модели определяется показатель ослабления и первые три момента доплеровского спектра для различных заданных распределений облачности и скорости ветра.

Важным результатом моделирования являются сведения об ошибках, полученных в итоге осреднения скоростей ветра в пределах объемного пятна облучения. Чтобы получить достоверные оценки этих окончательных ошибок, была выбрана модель различных случайных флуктуаций скорости, полученных по выборкам импульсов лазера в каждом строке дальности. Оценка радиальной (вдоль линии визирования) скорости зависит от угловых ошибок аппаратуры и неполной компенсации движения ИСЗ, а также степени уширения спектра, вызванного сдвигом ветра и турбулентностью. Эти оценки радиальной скорости далее были обработаны методом наименьших квадратов для получения окончательных значений скорости ветра и отклонений от известных (заданных по модели) ее значений в пределах объемного пятна облучения. Повторяя этот процесс много раз, можно найти, каковы среднеквадратичные ошибки в полученной скорости ветра относительно известных отклонений для каждой независимой реализации.

Так как существует связь между полем ветра в пределах объемной цели и сглаживанием, применяемым при интерполяции, авторы работы [135] находили ошибки в определении скорости ветра методом Монте-Карло. Каждая составляющая ошибки и флуктуация рассматривалась в модели независимо, и эти значения вводились в источник с помощью генератора случайных чисел, имеющего соответствующую функцию распределения, которая отвечает (или предполагается, что отвечает) каж-

дой случайной переменной. Таким образом, статистическим способом генерировалось множество случайных реализаций средней скорости ветра, средней концентрации аэрозольных частиц и инструментальных угловых ошибок. Путем сравнения измеренной скорости ветра, полученной в модели, с известной скоростью ветра в заданном пятне облучения определялась ошибка единичного измерения. Такая процедура позволила выявить ошибки смещения и найти среднеквадратичные ошибки как в продольной, так и в поперечной составляющей скорости ветра.

Для использования лидарной сканирующей модели необходимо, чтобы надирный и азимутальный углы, период сканирования по конусу и частота повторения импульсов были первоначально заданы. Необходимо также задать размеры объемного пятна облучения и положение его относительно ИСЗ. При этих условиях модель сканирования позволит промоделировать движение ИСЗ, сканирование и излучение импульсов лазера. Любой импульс лазера, попадающий в пределы заданного пятна облучения, сохраняется и разделяется на стробы дальности, которые затем обрабатываются. Как при использовании ИСЗ на 800-километровой орбите, так и при использовании КА «Шаттл» на 300-километровой орбите (см. табл. 4.6) число импульсов лазера, которое можно осреднить на любой заданной высоте, при частоте повторения лазерных импульсов 8 Гц достаточно велико. Поэтому несмотря на то, что каждый строб дальности может давать большую ошибку в радиальной составляющей скорости, связанную с осреднением, путем осреднения многих импульсов лазера, которые попадают в пределы пятна облучения, итоговая ошибка в измерении скорости ветра сильно снижается.

Если импульсы посылаются с постоянной частотой, то плотность распределения импульсов в расчете на единицу площади на экстремальных расстояниях чересчур велика. Однако меняя частоту повторения импульсов в пределах периода сканирования, можно получить относительно равномерное распределение плотности импульсов по площади во всех объектах зондирования.

В расчетах использовались модели атмосферы, разработанные Кэмбриджской исследовательской лабораторией ВВС для тропиков, для средних широт летом, для средних широт зимой, для приполярных широт летом, для тех же широт зимой. Считалось, что наиболее важным механизмом ослабления ИК-части спектра при отсутствии облачности является поглощение атмосферными газами и континуум поглощения парами H_2O в нижней тропосфере. Ослабление лазерного луча за счет рассеяния молекулами газа или аэрозольными частицами не учитывалось. Общие коэффициенты молекулярного поглощения были най-

дены для 32 высотных уровней, пяти перечисленных выше моделей атмосферы и разных длин волн излучения лазера.

Авторы работы [135] исследовали все сильные линии поглощения (общим числом 84) для трех изотопов CO_2 : $^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2$, $^{13}\text{C}^{18}\text{O}_2$ и $^{12}\text{C}^{18}\text{O}_2$.

После тщательного анализа была выбрана линия генерации лазера $R(20)$ изотопа $^{12}\text{C}^{18}\text{O}_2$ ($\lambda=9,11$ мкм). Для этой линии характерно малое и равномерное значение коэффициента поглощения во всем доплеровском спектре. Основным недостатком генерации на этой линии является несколько пониженная эффективность лазера.

Ослабление сигнала облачностью ограничивает возможности оптического зондирования земной атмосферы. В среднем облачность покрывает около 40 % поверхности Земли и, как правило, непрозрачна для ИК-лучей, за исключением перистых облаков. Поэтому для анализа пространственных и временных возможностей зондирования атмосферы необходимо располагать сведениями о пространственном и временном распределении облачности.

Чтобы выявить степень влияния облачности, была определена прежде всего частота появления облаков в трех слоях H : нижнем (0—2 км), среднем (2—8 км) и верхнем (8—20 км). Если дополнительно располагать данными о вероятности окон прозрачности в облачности для различных углов визирования в пределах слоя, можно определить вероятности проникновения излучения через каждый слой. Если имеется ряд слоев, то суммарная вероятность проникновения через все эти слои равна произведению вероятностей для отдельных слоев при условии, что они статистически независимы. В худшем случае приходится предположить, что при наличии облачности зондирование атмосферы невозможно. Общее число импульсов, которые посылаются с ИСЗ и достигают заданной высоты, уменьшается пропорционально вероятности проникновения до этой высоты. Соответственно увеличиваются ошибки измерительной системы. Чтобы найти, какова вероятность проникновения в зависимости от направления зондирования, были использованы данные работ [145, 162]. Результаты вычислений приведены в табл. 4.4. Например, для средних широт летом (40° с. ш., июль) и для угла визирования $\theta=60^\circ$ относительно надира по приведенным здесь данным 77 % излученных импульсов проникнет ниже верхней границы среднего слоя, т. е. ниже 8 км. Из этого числа 73 % проникнет в средний слой. Следовательно, только 57 % импульсов, как можно ожидать, достигнет высоты 2 км и ниже.

Средние значения ожидаемого увеличения ошибок измерения в целом для всего земного шара в зависимости от высоты и угла визирования относительно надира приведены в табл. 4.5.

Таблица 4.4. Вероятность окон прозрачности в облаках для различных углов визирования в случае независимых слоев [135]

Модель	H км	0°							
		0	10	20	30	40	50	60	70
1	8—20	0,808	0,807	0,803	0,799	0,794	0,785	0,773	0,760
	2—8	0,781	0,781	0,781	0,779	0,775	0,769	0,754	0,737
2	0—2	0,779	0,777	0,773	0,767	0,760	0,746	0,733	0,712
	8—20	0,810	0,807	0,806	0,802	0,796	0,787	0,775	0,763
3	2—8	0,764	0,764	0,764	0,761	0,756	0,751	0,737	0,720
	0—2	0,688	0,685	0,678	0,672	0,621	0,646	0,630	0,604
4	8—20	0,821	0,820	0,817	0,815	0,809	0,803	0,793	0,785
	2—8	0,745	0,745	0,745	0,743	0,738	0,734	0,720	0,712
5	0—2	0,657	0,653	0,646	0,638	0,630	0,613	0,598	0,571
	8—20	0,802	0,801	0,797	0,793	0,781	0,776	0,762	0,764
5	2—8	0,727	0,727	0,727	0,725	0,719	0,713	0,699	0,677
	0—2	0,598	0,593	0,586	0,576	0,566	0,547	0,529	0,497
5	8—20	0,831	0,831	0,829	0,826	0,823	0,818	0,809	0,801
	2—8	0,761	0,761	0,761	0,759	0,755	0,751	0,740	0,724
5	0—2	0,665	0,662	0,656	0,650	0,641	0,626	0,612	0,586

Примечание. Модели атмосферы в таблице обозначены: 1 — тропическая, 2 — среднеширотная летняя, 3 — среднеширотная зимняя, 4 — приполярная летняя, 5 — приполярная зимняя.

Помещенные в таблице данные показывают, что средние значения ошибок для всех углов визирования относительно надира, по-видимому, не возрастают более, чем в 1,75 раза.

Чтобы найти характеристики системы при сильной облачности (в среднем), были использованы сведения о профиле облачности, собранные Центром использования данных об окружающей среде для технических целей ВВС США в трех случаях вблизи атмосферных фронтов и в одном случае во внутритропической зоне конвергенции. Вероятности окон прозрачности в облаках были получены для 15 слоев (высота 0—11 км) по данным наземных и самолетных наблюдений, а также по данным ИК-измерений со спутников. Горизонтальная разрешающая способность всех этих наблюдений около 45 км. Полученные вероятности были использованы в модели вместо сведений о глобальных средних значениях. Для случая фронтальной системы изучался эффект облачности в трех зонах размерами 300×300 км: в холодном секторе, в зоне фронта и в теплом секторе.

С учетом статистики распределения облачности над всем земным шаром можно сделать вывод о том, что данные о характеристиках атмосферы, получаемые с помощью доплеровского бортового лидара, мало искажаются, если частота повторения импульсов лазера достаточно велика. В то же время степень достоверности данных в районах тропических ураганов и

Таблица 4.5. Глобальное суммарное (в среднем) увеличение ошибок измерения, обусловленное облачностью

H км	θ°							
	0	10	20	30	40	50	60	70
8—20	1,11	1,11	1,11	1,11	1,12	1,12	1,13	1,14
2—8	1,28	1,28	1,28	1,28	1,29	1,30	1,32	1,35
0—2	1,55	1,55	1,56	1,58	1,61	1,63	1,68	1,75

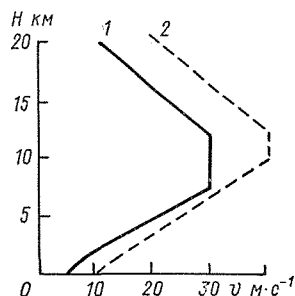
в теплых секторах типичных циклонических штормов несколько снижается.

Остановимся на влиянии рефракции, обусловленной турбулентностью. В когерентной системе должны сохраняться фазовые фронты отраженного сигнала от каждого рассеивающего элемента. Рефракция за счет турбулентности частично нарушает поперечную пространственную когерентность, и поэтому чувствительность системы может падать. Как показали авторы работы [135], для тех расстояний зондирования, которые возможны с орбит 300 и 800 км, и длин излучаемых волн 9—11 мкм рефракция за счет турбулентности слабо влияет на полученные данные.

В результате планируемого эксперимента в любой точке некоторой сеточной области должны определяться четыре параметра: компоненты скорости ветра u , v , w и интенсивность турбулентности. Интенсивность турбулентности выражается через коэффициент, описывающий скорость диссипации турбулентной энергии $A\varepsilon^{2/3}$, где A — универсальная постоянная, ε — скорость диссипации турбулентной кинетической энергии в единице массы. Составляющие u и v представляют собой параметры, которые необходимо измерить. Наличие вертикальной составляющей и турбулентности снижает точность измерений скорости ветра, так как первая из них приводит к сдвигу в измеренных значениях горизонтальной скорости, а турбулентность обуславливает расширение доплеровского спектра.

Составляющие скорости ветра u и v дают представление о горизонтальной скорости ветра в пределах пятна облучения, имеющего форму квадрата со стороной 300 км. Чтобы получить поле горизонтальной скорости ветра, прежде всего производится сглаживание поля случайных чисел (белого шума), имеющих равномерное распределение с единичной дисперсией и нулевым средним значением. Для этого используется двумерный фильтр, на выходе которого получают значения u и v , имеющие определенную автокорреляционную функцию. Предполагается, что атмосферные движения двумерны, однородны и изотропны, по-

Рис. 4.9. Профили среднего ветра для невозмущенного (1) и возмущенного (2) случаев [135].



этому фильтр обладает центральной симметрией. При масштабах более 10 км эти предположения не слишком далеки от реальности, а при сильной конвекции и в условиях грозы и бури они не приемлемы. Было установлено, что в грозовых условиях составляющая скорости ветра, направленная по нормали к вектору, соединяющему две точки, может в 2 раза превышать среднеквадратичное значение составляющей, направленной вдоль вектора. Однако в работе [135] не ставилась задача смоделировать сильно турбулентные, грозовые условия.

Обычно вертикальные движения выражены слабо и при осреднении по большой площади скорость их равна нулю. В условиях сильной турбулентности, когда хорошо заметна конвекция, вертикальные скорости могут достигать $\pm 5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ на расстояниях, которые влияют на лидарные измерения. Вертикальные скорости могут достигать больших значений в горных районах и в прибрежных районах при наличии гравитационных волн и бризовой циркуляции. Области, охваченные большими вертикальными скоростями, обычно имеют размеры более нескольких километров, поэтому для решения поставленных здесь задач предполагается, что значение скорости w , осредненное в квадрате со стороной 300 км, равно нулю.

Типовые профили среднего ветра, построенные по данным исследований НАСА в пяти пунктах для случаев отсутствия возмущений и наличия их, приведены на рис. 4.9. Эти профили использовались при моделировании запусков ИСЗ.

Профиль для невозмущенных условий построен по данным измерения профилей с 50 %-ной вероятностью превышения на базах ВВС США Эдвардс и Ванденберг. Максимальные значения скорости составляли $30 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ на высоте 10 км, $5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ у земли и $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ на высоте 20 км. Толщина слоя с максимумом скорости изменяется обратно пропорционально значению этой скорости. В данном случае была выбрана толщина 4 км.

Профиль скорости для возмущенных условий соответствует вероятности превышения 75 %. Максимальная скорость $50 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$

Таблица 4.6. Значения основных параметров, используемых при моделировании измерений ветра [135]

Параметр	Значение	
	КА «Шаттл»	ИСЗ
Высота орбиты	300 км	800 км
Угол надира	62°	53°
Частота повторения импульсов	8 Гц	8 Гц
Период сканирования	7 с	11 с
Ошибка угла визирования		
короткопериодная	2 мрад	2 мрад
долгопериодная	50 мрад	50 мрад
Нестабильность частоты местного гетеродина	50 кГц	50 кГц
Энергия лазера в импульсе	10 Дж	10 Дж
Эффективность лазера	0,05	0,05
Длина волны	9,11 мкм	9,11 мкм
Длительность импульса	6,7 мкс	6,7 мкс
Диаметр приемной оптической антенны	1 м	1 м
Эффективность приемника	0,1	0,1
Модель атмосферы	Среднеширотная летняя	Среднеширотная зимняя
Поле ветра	Трехмерное	Трехмерное
Облачность	Учтена	Учтена

и толщина слоя с максимальной скоростью 2 км. Скорость ветра у поверхности земли $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, на высоте 20 км — $20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. В общем случае составляющие u и v считались одинаковыми, поэтому величина каждой из них равна значению скорости, деленному на $\sqrt{2}$.

В процессе численного эксперимента авторы работы [135] детально рассмотрели возможные погрешности измерения скорости ветра.

Одна из задач моделирования состояла в том, чтобы определить совокупность основных параметров аппаратуры на КА «Шаттл» и оперативном ИСЗ, а затем выяснить, как изменения этих характеристик скажутся на значениях ожидаемых ошибок при расчете поля скорости ветра.

В табл. 4.6 приведены основные параметры, использованные для анализа систем.

Расчеты с использованием указанных параметров показали, что измерение продольной и поперечной составляющих скорости ветра с КА «Шаттл» можно осуществить с погрешностью не хуже $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

На рис. 4.10 показан диапазон величин среднеквадратичных ошибок при задании основных параметров оперативного ИСЗ (см. табл. 4.6). Погрешности в измерении обеих составляющих

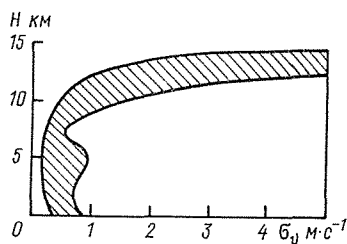


Рис. 4.10. Диапазон значений среднеквадратичных ошибок измерения скорости ветра [135].

не превышает $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ до $H \approx 10$ км, а выше погрешность резко возрастает.

Была проанализирована зависимость ошибок измерения скорости ветра от метеорологических условий (типичные ситуации, исключая, например, ураганы, так как в этом случае отсутствуют некоторые необходимые для моделирования данные).

По мере увеличения ширины спектра скорости ошибки измерения радиальной скорости ветра возрастают. Ширина же спектра зависит от продолжительности импульса, а также от сдвига скорости и интенсивности турбулентности в зондируемом объеме атмосферы, где измеряется скорость ветра.

Из результатов моделирования следует, что при сдвиге скорости $2 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ ошибка измерения скорости ветра увеличивается незначительно. При больших значениях сдвига пространственную протяженность лазерного импульса следует уменьшить. Зависимость ошибки измерений скорости ветра от сдвига показана на рис. 4.11 (все параметры, за исключением заданного поля ветра, приведены для измерительной системы КА «Шаттл»).

Обычно предполагается, что среднее значение вертикальной скорости ветра равно нулю. В действительности оно отличается

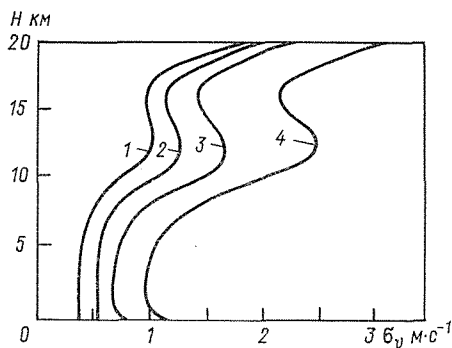


Рис. 4.11. Зависимость среднеквадратичной ошибки поперечной составляющей скорости ветра от высоты и сдвига скорости ветра [135].

Кривая	1	2	3	4
Сдвиг скорости, с^{-1}	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	10^{-2}	$2 \cdot 10^{-2}$

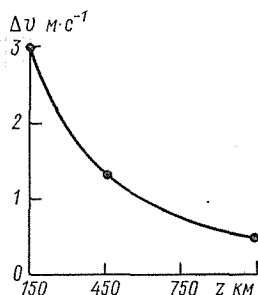


Рис. 4.12. Ошибки смещения поперечной составляющей скорости ветра Δv в зависимости от расстояния до подспутникового следа z [135].

от нуля, и когда для расчета скорости ветра применяется, например, метод наименьших квадратов (при использовании которого вертикальная скорость не учитывается), в результатах расчета появится погрешность смещения. Предположим, например, что в объеме пятна облучения вертикальная скорость равна $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Тогда ошибка смещения в поперечной составляющей скорости ветра будет зависеть от расстояния облучаемого участка до подспутникового следа (рис. 4.12).

Для наиболее близко расположенного к подспутниковому следу пятна облучения ошибка смещения ($3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) чересчур велика. Такое значение ошибки может наблюдаться в области сильных ветров. Таким образом, если по данным процессора нельзя выявить и оценить отличное от нуля значение вертикальной скорости, то погрешность смещения приведет к снижению точности измерения поля ветра. Продольная же составляющая скорости ветра изменится мало, так как углы визирования в пределах каждого пятна облучения симметричны.

Близкие к реальным поля ветра обладают флуктуирующими вертикальными скоростями в пределах всего зондируемого объема. Наиболее типичное поле ветра характеризуется нулевым средним значением флуктуирующей вертикальной скорости, что определяется дивергенцией горизонтальных составляющих и описывается уравнением неразрывности. Даже для реального поля ветра при наличии возмущений вертикальная составляющая скорости в любой точке зондируемого объема не превосходит $0,3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Когда ряд значений составляющих радиальной скорости во всем объемном пятне облучения осредняется, то погрешность смещения за счет флуктуирующих вертикальных составляющих исключается и значения случайных ошибок в продольной и поперечной составляющих в общем случае возрастают незначительно. Таким образом, флуктуирующая вертикальная скорость не ухудшает качество оценки горизонтальной скорости ветра, если осредняются данные измерений нескольких импульсов лазера в заданном объемном пятне облучения.

В случае когда невозмущенное поле ветра при заданных значениях основных параметров операционной системы заменяется на поле ветра с возмущениями, суммарные погрешности определения горизонтальной скорости становятся меньше $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ из-за увеличения ширины спектра скорости, обусловленного увеличением сдвига и усилением турбулентности.

При моделировании измерений системами с основными параметрами, характерными для КА «Шаттл» и оперативных ИСЗ, использовались приведенные выше данные об осредненных в глобальных масштабах вероятностях попадания в зоны, свободные от облачности. Для системы параметров оперативного ИСЗ моделирование погрешностей измерения поперечной составляющей скорости осуществлялось при задании безоблачного неба, умеренной облачности и облачности 8 баллов. Наличие перистой облачности на высотах между 10 и 14 км улучшает оценки скорости ветра на этих уровнях вследствие увеличения показателя ослабления, но экранирование лазерного излучения на более низких уровнях ухудшает качество оценок скорости. При 8-балльной облачности всего несколько импульсов лазера примерно из сорока, приходящихся на данное пятно облучения, достигают пограничного слоя, и поэтому скорости ветра в этом слое определяются с большой погрешностью. На высоте 1 км погрешность измерений скорости составляет примерно $2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (однако достоверность оценок, полученных по такому малому количеству импульсов лазера, вызывает сомнения).

Анализ чувствительности измерений к инструментальным погрешностям позволил авторам работы [135] сделать следующие замечания. Основными инструментальными погрешностями являются длиннопериодные и короткопериодные погрешности определения угла визирования и нестабильность частоты локального лазерного осциллятора.

Чтобы компенсировать эффекты вращения Земли и ИСЗ, необходимо располагать точными сведениями об ориентировке луча лазера относительно орбиты. Погрешность определения в радиальной скорости $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ для 300-км орбиты при угле визирования 60° относительно надира накладывает ограничение на длиннопериодную погрешность задания этого угла, равную 300 мкрад. Вклад в эту погрешность вносят неточность данных астрономических таблиц, ошибки системы ориентации по звездам, дрейф гироскопа и инструментальные погрешности системы. Среднеквадратичная погрешность определения угла визирования для системы установленной на КА «Шаттл», составляет 70 мкрад, что вполне удовлетворяет требованиям к точности.

Для надежного гетеродинирования сигнала необходимо,

чтобы оси визирования при запуске лазера и отраженного луча совпадали. Дрожание сканирующего зеркала, вибрации системы и ошибки в компенсаторе угла задержки во время сканирования приводят к их расхождению.

Для телескопа диаметром 1 м при короткопериодной среднеквадратичной погрешности, равной 2 мкрад, расхождение между излученным и отраженным лучами составляет менее 10 %. Расчет показал, что требование обеспечить погрешность менее 2 мкрад завышено, его можно снизить до 4 мкрад. Поэтому оценки скорости до высот 20 км можно получить со среднеквадратичной погрешностью $2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и менее, а до высот до 10 км — $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и менее.

Авторы работы [135] также показали, что нестабильность частоты гетеродина 100 кГц увеличивает погрешность измерений скорости ветра менее чем на $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Наконец, авторы работы [135] рассмотрели наиболее неблагоприятный случай больших инструментальных погрешностей в сочетании с моделями наиболее неблагоприятных внешних условий, влияющих на поглощение и обратное рассеяние лазерного излучения. В этом случае погрешности измерений скорости ветра в тропосфере не превышают $2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, включая случаи сильного сдвига скорости, турбулентности и значительных флуктуаций вертикальной составляющей скорости ветра. Тропические ураганы из-за плотной облачной системы ухудшают характеристики системы; для типичных циклонических условий (в теплом секторе) можно осуществлять измерения скорости ветра на уровнях выше 2 км.

4.7.2. Возможная техническая реализация

Исследования, проведенные НОАА (США), показали, что доплеровский лидар на CO_2 может быть приспособлен к существующему классу автономных метеорологических ИСЗ с околополярной орбитой.

Исследования определялись несколько измененными (по сравнению с данными табл. 4.6) требованиями к системе орбитального модуля «Виндсат» (табл. 4.7). В программе последую-

Таблица 4.7. Значения параметров лидара по [125]

Параметр	Значение
Диаметр приемной антенны	1,25 м
Энергия лазера в импульсе	10 Дж
Частота повторения импульсов	2 Гц
Длительность импульса	3—4 мкс
Общее число излучений импульсов	10^8

щего усовершенствования лидара учитывалось, что параметры имеющихся в настоящее время носителей останутся неизменными вплоть до начала 1990-х годов. Исследовательская программа будет включать наземные эксперименты, моделирование, космические полеты и, возможно, проверки состояния оборудования в полетах КА «Шаттл». Орбитальный модуль должен выводиться на орбиту этим КА.

Излучатель доплеровского лидара представляет также импульсный прокачиваемый CO_2 -лазер ($\lambda = 9,11$ мкм). Зондирование атмосферы производится с ИСЗ, синхронизованного с Солнцем, режим работы: непрерывное коническое сканирование с периодом вращения 19,04 с и неподвижное положение. Предусмотрены высокое пространственное разрешение последовательных измерений ($\geq 15^\circ$ от нормали к траектории полета), бортовая обработка данных доплеровского сдвига и передача данных как в реальном масштабе времени, так и в режиме накопления. Считается необходимым сохранение работоспособности системы в течение 2 лет (примерно 10^8 импульсов лазера).

Вывод модуля должен осуществляться с помощью КА «Шаттл» на промежуточную орбиту с последующим прямым или непрямым переходом на рабочую околополярную орбиту.

При разработке системы предполагается использовать для предионизации ультрафиолетовый лазер, что приведет к повышению эффективности системы и отпадет необходимость применять высокое напряжение (80—100 кВ) с низкой частотой для предионизации с помощью электронного пучка. Единственный непрерывный лазер может использоваться как в качестве гетеродина, так и в качестве источника накачки. Благодаря этой модернизации уменьшения массы и потребляемой мощности по сравнению с прототипом прогнозируются соответственно равными 14 кг и 30 Вт. Необходимое время жизни лазера достигается соответствующим подбором состава газа.

Оптическая система в основном идентична той, которая разрабатывалась для предыдущей программы. Однако с целью уменьшения массы главные элементы оптической системы (включая и главное зеркало) были сконструированы из ячеистого бериллиевого сплава, изготовленного с применением горячего изостатического прессования [125]. Использование такого метода позволяет уменьшить массу оптической системы примерно на 40 % по сравнению с разработкой для КА «Шаттл».

Автономный модуль «Виндсат» имеет синхронизированную с Солнцем круговую орбиту на высоте 833 км, т. е. обладает наклоном к экватору $98,7^\circ$ и периодом обращения, равным приблизительно 102 мин. Скорость перемещения проекции ИСЗ по поверхности Земли равна $6,576 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$, а расстояние между последовательными витками орбиты вдоль экватора равно $25,5^\circ$.

Угловая ширина отслеживаемой за один проход полосы относительно центра Земли равна примерно $22,8^\circ$ и между отслеживаемыми за последовательные проходы полосами имеется мертвая зона шириной примерно 300 км. Так как горизонтальное разрешение равно номинально 300 км, то ежедневно вся поверхность Земли будет отслеживаться аппаратурой ИСЗ дважды. Для получения оптимального режима освещения солнечных элементов ИСЗ, углы пересечения орбиты должны выбираться таким образом, чтобы угол между направлением на Солнце и перпендикуляром к траектории полета всегда находился в пределах $5-40^\circ$.

Доплеровский процессор должен располагаться на борту ИСЗ, а данные, относящиеся к рассеянию назад, частоте и сдвигу частоты, должны передаваться на Землю для каждой высотной ячейки во время каждого импульса. Нижний 20-километровый слой атмосферы покрывается двадцатью ячейками глубиной 1 км. Требование разрешения по вертикали при последующих исследованиях может быть уменьшено до 2 км. Данные должны передаваться как в режиме реального времени (когда наземные станции находятся в пределах непосредственной связи), так и после их накопления (так что данные, собранные в процессе перемещения по орбите, должны быть восстановлены).

Параметры подсистемы КА (грузоподъемность, угол поля зрения, мощность, терморегулирование, контроль положения, накопление данных, связь и командоуправление) определялись главным образом на основании требований, предъявляемых к операционной системе.

КА «Шаттл» можно использовать для вывода на орбиту по крайней мере двух ИСЗ одновременно. Так как вовсе не обязательно, чтобы оба ИСЗ имели сходные склонения и узловые точки рабочих орбит, с необходимостью возникает потребность в использовании промежуточной транспортной орбиты, на которой производится отделение ИСЗ от КА «Шаттл». Для ИСЗ предполагается, что наихудшая из возможных транспортная орбита имеет склонение 104° и узел орбиты, отличный от требуемого на 5 ч. Изменение склонения должно выполняться с помощью бортовой двигательной системы спутника, а для изменения положения узла орбиты КА должен быть переведен на промежуточную орбиту ожидания на высоте 460—480 км, на которой он может находиться в течение почти 90 сут, пока плоскость орбиты в результате прецессии не достигнет требуемого узла. Принимая во внимание, что такая же процедура может использоваться и в процессе вывода на орбиту КА и что для перехода на промежуточную орбиту и далее на рабочую орбиту (включая сюда и процедуру изменения склонения) тре-

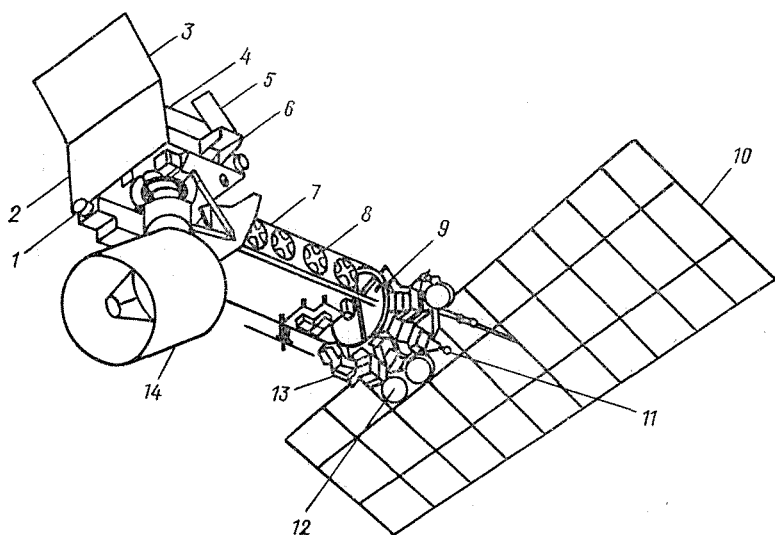


Рис. 4.13. Автономный модуль «Виндсат» в рабочем положении [125].

1 — радиационный охладитель детектора; 2 — радиатор; 3 — раскрываемый радиационный защитный экран; 4 — лазер; 5 — блок звездной навигации; 6 — оптическая скамья; 7 — модуль крепления оборудования; 8 — поворотная тепловая заслонка; 9 — бак гидразина; 10 — солнечная батарея; 11 — двигатель (4 штуки) малой тяги (445 Н); 12 — бак азота (4 штуки) для выдавливания топлива; 13 — отсеки аккумуляторов (6 штук); 14 — вращающийся телескоп.

буеться расход 658 кг гидразина из 703 кг, максимальная «сухая масса» КА (т. е. без горючего) при наихудшем сценарии (непрямой вывод на орбиту) равна 1369 кг.

Автономный модуль «Виндсат», разрабатываемый в настоящее время, имеет массу примерно 1182 кг. Следовательно, при наихудшем варианте вывода на операционную орбиту с использованием промежуточной орбиты космический аппарат имеет запас по массе 187 кг.

Доплеровский лидар и космическая платформа разрабатывались таким образом, чтобы удовлетворить ограничениям, налагаемым носителем КА «Шаттл», используемым для вывода автономного модуля на орбиту. Кроме того, учитывалось обеспечение необходимого поля зрения лидара и подсистем полетного модуля.

На рис. 4.13 приведено изображение автономного модуля «Виндсат» в рабочем состоянии. Контейнер, содержащий оборудование лидара, в варианте ИСЗ должен размещаться на конце инструментального модуля космической платформы ИСЗ. Телескоп, коммутатор и узел детектора с подсистемой лазера объединены воедино и размещены на оптической скамье.

Основным результатом конструкторских разработок телескопа и оптической системы было уменьшение их массы до 285 кг.

Были получены оценки, согласно которым система лазера для автономного модуля «Виндсат» должна потреблять мощность 448 Вт и весить 155 кг при объеме $1,5 \times 1 \times 0,5$ м. Коэффициент полезного действия лазерного излучателя равен 5,3 %. Охлаждение лазера обеспечивается жидким теплоносителем, проходящим через рубашку теплоносителя и прокачиваемым далее через пассивный радиатор большой площади, расположенный на неосвещаемой стороне космического аппарата. Детектор на основе сплава HgCdTe , который применяется в данной системе, использует радиационное охлаждение точно такого же типа, что и применяемое в настоящее время для охлаждения космических бортовых инфракрасных радиометров. Помимо исследований, связанных с выбором изотопного состава активной среды лазера, наиболее важным техническим усовершенствованием является использование облегченного импульсного модулятора, обладающего повышенным ресурсом работы.

Третьим основным элементом лидара является сигнальный процессор. Главные задачи этого процессора — аналого-цифровое преобразование выходного сигнала излучения, обеспечение работы бортового доплеровского процессора и компрессия данных, поступающих со скоростью $242 \text{ кбит} \cdot \text{с}^{-1}$, к более приемлемой скорости в масштабе реального времени. Данные, подлежащие передаче на Землю, должны содержать информацию о трех основных параметрах обработанного сигнала для каждого высотного строба и в каждом импульсе зондирования. Этими параметрами являются: общая детектируемая мощность; средняя частота, которая связана с радиальной составляющей скорости ветра; изменение спектрального распределения энергии. Общая скорость передачи данных для 20 строб-импульсов за один импульс зондирования лазера с частотой повторения зондирующих импульсов 2 с^{-1} равна $960 \text{ бит} \cdot \text{с}^{-1}$ (соответственно 10, 8 и 6 бит для трех указанных параметров).

Методы обработки данных, предложенные для использования в автономном модуле «Виндсат», в основном те же, что предлагались при разработке системы, монтируемой на КА «Шаттл». В частности, они включают метод быстрого преобразования Фурье для спектральных исследований.

Процессор состоит из четырех основных элементов. Первый — перестраиваемый синтезатор частоты, который используется для вычитания из общего сигнала его части, обусловленной доплеровским сдвигом вследствие движения ИСЗ и вращения Земли. Предполагается реализовать этот элемент из синтезатора с электронной настройкой (на основе генератора

Таблица 4.8. Энергопотребление систем «Виндсат» в рабочем режиме [125]

Система	Мощность, Вт
<i>Лидар</i>	
Оптическая подсистема (телескоп, механизм сканирования, конструкция оптической скамьи)	20
Излучатель лидара (CO ₂ -лазер, местный генератор, охлаждение детектора, преобразователь напряжения)	448
Сигнальный процессор (обработка данных)	85
Компенсатор момента	6
В целом для лидара	559
<i>Космическая платформа</i>	
Определение и контроль высоты	85
Терморегулирование	80/54
Командоконтроль	30
Связь	11
Энергоустановка	6
Обработка данных	17
В целом для космической платформы	229/203
В целом для ИСЗ	788/762

на железо-иттриевом гранате), полосового фильтра и задающего генератора. Вторым элементом процессора должен быть высокоскоростной аналого-цифровой преобразователь. Третий элемент — система памяти с высокой скоростью записи данных. Четвертый элемент — спектроанализатор, использующий два параллельно включенных микрокомпьютера, которые разработаны для процессора быстрого преобразования Фурье и генерации трех основных параметров передаваемого сигнала.

Остальные вычислительные функции возложены на бортовой компьютер космической платформы. Весь сигнальный процессор размещается в трех контейнерах с целью обеспечения рассеяния тепла и для упрощения крепления его под створчатым радиатором аппарата. Потребляемая мощность сигнального процессора и его масса уменьшились от 186 Вт и 51 кг, характеризующих конструкцию, которую предполагалось монтировать на КА «Шаттл», до 85 Вт и 12 кг в случае автономного модуля «Виндсат» (табл. 4.8).

Лидар размещается на теневом конце модуля платформы ИСЗ, что обеспечивает контакт с холодным пространством космического радиометра с охлаждаемым HgCdTe-детектором и

большого радиатора площадью $1,5 \text{ м}^2$, который используется для охлаждения лазера. Радиатор закрывается только в фазе вывода на орбиту и в период нахождения на промежуточной орбите для того, чтобы ограничить рассеивание тепла в окружающее пространство и тем самым сэкономить энергию, предназначенную для поддержания охлаждающего лазер теплоносителя в жидком состоянии. Конец модуля, на котором расположен лидар, удален от Солнца. Солнечная батарея состоит из 10 панелей и может вращаться вокруг лонжерона, «удерживая Солнце» со стороны фоточувствительного слоя, синхронно с движением КА на околоземной орбите.

Солнечные батареи полностью развернуты лишь во время нахождения КА на операционной орбите.

Система потребляет электроэнергию не только в течение выполнения непосредственной программы исследования во время движения по рабочей орбите на высоте 833 км, но также и в течение фаз вывода на орбиту, которые должны иметь длительность по 200 мин каждая (переход с транспортной орбиты КА «Шаттл» на промежуточную орбиту и переход с последней на рабочую орбиту), а кроме того, и во время нахождения на промежуточной орбите (в течение примерно 90 сут). Принципиальным является требование сохранения работоспособности всех систем по возможности в течение двух лет.

В табл. 4.8 приведены требования, относящиеся к вкладу различных подсистем в общий баланс потребляемой мощности, достигающей 800 Вт. (788 Вт при угле Солнца 5° и 762 Вт при 40°). Эта мощность энергосистемы ИСЗ должна поддерживаться в течение двухлетнего срока пребывания его в рабочем режиме, что обеспечивается увеличением площади солнечных батарей до $14,6 \text{ м}^2$ с использованием вместо 8 (стандартные ИСЗ) 10 панелей солнечных элементов и изменением диапазона значений углов освещения батарей (углов между направлением на Солнце и нормалью к орбите) от 5 до 40° . Такое освещение соответствует раннему утру или полудню локального времени для восходящего узла орбиты. Поэтому солнечное освещение попадает на фоточувствительные элементы батарей под углом, близким к перпендикулярному, обеспечивая тем самым необходимую мощность, включая и процесс подзарядки аккумуляторов. На борту должны использоваться три никелькадмиевых аккумулятора емкостью 25 А·ч каждый для питания систем ИСЗ в период нахождения его в тени и при краткосрочной пиковой перегрузке.

Напряжение бортовой сети (17—30 В) поступает на преобразователь напряжения (30—40 кВ), который обеспечивает питание лазера. Для уменьшения потребляемой мощности радиатор лазера должен быть закрыт в течение нерабочих периодов

полета, чем достигается снижение радиационного теплообмена с окружающим пространством и предотвращается замерзание теплоносителя. Аккумуляторы играют существенную роль в обеспечении энергоснабжения системы ИСЗ не только в течение 200-минутных фаз смены орбит, но и во время вполне вероятного пребывания ИСЗ на промежуточной орбите, которое может длиться 90 сут. В течение 35—50-минутного периода во время выхода на орбиту КА имеет возможность ориентироваться (поворотами), чтобы обеспечить эффективное освещение солнечных элементов с целью зарядки аккумуляторов. Таким же образом в течение всего периода нахождения на промежуточной орбите КА ориентируется с целью освещения солнечных батарей. Подобным способом обеспечивается генерация необходимой мощности, потребляемой системами ИСЗ в течение всех фаз полета.

Для терморегулирования лидара необходимо прежде всего отвести тепло (около 40 Вт) от лазера. Для этого рекомендована схема с прокачкой теплоносителя через резонатор лазера и далее в трубы, расположенные с обратной стороны радиатора площадью $1,5 \text{ м}^2$, обращенной к неосвещенной части пространства. При температуре теплоносителя 330 К и температуре радиатора 320 К отвод тепла обеспечивается полностью.

Детектор лидара должен охлаждаться до температуры 105 К. Для этого применен многоступенчатый пассивный радиатор. Этот радиатор должен располагаться на теневой стороне оптической скамьи. Сигнальный процессор при работе выделяет тепло (примерно 85 Вт), которое также должно отводиться во избежание перегрева аппаратуры. Используя размещение процессора в трех контейнерах соответствующих размеров, можно установить его под четырьмя створками радиатора инструментального модуля космической платформы. Каждый радиатор в состоянии рассеивать мощность, равную примерно 25 Вт, если контейнер, закрепленный под ним, имеет рабочую температуру примерно 45 °С. Тем самым обеспечивается терморегулирование процессора.

Наведение и управление бортовой двигательной установкой обеспечивается в течение фазы выхода на орбиту с помощью компьютера, который использует методы автоматического измерения скорости и параметры наведения, задаваемые с Земли, для управления работой жидкостных ракетных двигателей. Для датчиков пространственной ориентации используются три гироскопа инерциального измерительного блока. Азотный двигатель применяется для изменения ориентации КА во время работы маршевых двигателей для того, чтобы обеспечить соответствующее расположение солнечных батарей относительно Солнца, а также для производства иных необходимых маневров.

Таблица 4.9. Масса систем «Виндсат» [125]

Система	Масса, кг	Система	Масса, кг
Конструкция	196	Коммуникации	69
Тепловая система	32	Силовая установка (без горючего)	104
Система определения и контроля высоты	58	Полезная нагрузка	470
Энергетическая установка	172	КА без горючего	1182
Система связи	9	Стартовая масса	1915
Система команда — контроль	30	Тяга бортовой двигательной установки	2102
Система обработки данных	42	Запас массы	187

Система управления ориентацией использует ориентацию по звездам (блок астрономических датчиков для точного определения положения) и гироскопы инерциального измерительного блока для непрерывного слежения за ориентировкой. Эта система представляет собой трехосевую систему регулирования с нулевым моментом, которая следит за пространственным положением с помощью трех блоков реактивных маховиков.

Предполагаемая масса отдельных систем в соответствии с указанными разработками приведена в табл. 4.9.

4.7.3. Альтернативные возможности

В работе [138] показано, что существует возможность создания когерентного доплеровского лидара на основе Nd:YAG-лазера для дистанционного зондирования ветра. Использование в такой установке длины волны около 1 мкм позволит добиться меньшей ошибки в определении скорости ветра по сравнению с длиной волны 10 мкм. Погрешность при этом уменьшится в $\sqrt{10}$ —10 раз. При одном и том же значении погрешности измерения скорости пространственное разрешение с указанным уменьшением длины волны излучения увеличивается в 10 раз. Установка, использующая длину волны 1 мкм, может работать при отношении сигнал/шум в 3 раза меньшим, чем установка, использующая длину волны 10 мкм, при том же значении разрешения по скорости.

Отраженный в атмосфере сигнал при длине волны 1,06 мкм, соответствующей излучению лазера, в 40—200 раз больше, чем отраженный сигнал 10-мкм излучения. Квантовое ограничение шумов на длине волны Nd:YAG-лазера в 100 раз больше, чем на длине волны CO₂-лазера. Это приводит к тому, что отношения сигнал/шум для этих случаев приблизительно одинаковы.

Технология как Nd:YAG-лазеров, так и CO₂-лазеров в настоящее время достаточно хорошо разработана. Электрооптический коэффициент преобразования энергии в случае использования CO₂-лазера больше, чем в принятых схемах накачки современных Nd:YAG-лазеров, использующих лампы накачки. Неодимовые лазеры обладают меньшими размерами, а развиваемая технология накачки этих лазеров с помощью полупроводниковых лазеров может обеспечивать тот же коэффициент преобразования электрической энергии в энергию излучения, что и в случае CO₂-лазеров.

Дальнейшие исследования смогут определить, каким именно типам лазеров необходимо отдать предпочтение при разработке бортовых доплеровских лидаров.

Глава 5. Определение термодинамических параметров и влажности атмосферы

5.1. Определение термодинамических параметров атмосферы методом дифференциального поглощения

Дистанционное оптическое зондирование атмосферы с применением метода дифференциального поглощения успешно применяется для определения концентрации различных атмосферных газов (см. гл. 6). Дифференциальное поглощение лазерного излучения может быть использовано и для определения термодинамических параметров атмосферы.¹

Рассмотрим особенности применения этого метода для дистанционного определения профиля температуры. Для решения задачи целесообразно использовать поглощение лазерного излучения молекулярным кислородом. Известно, что кислороду присуще равномерное перемешивание в атмосферной смеси до высот порядка 100 км. Для кислорода могут быть выбраны необходимые линии поглощения и спектральные участки минимального поглощения, в которых излучают достаточно хорошо освоенные лазеры, например, в участке спектра около 760 нм. По результатам измерения профилей сигнала обратного аэрозольного рассеяния при зондировании в линии и вне линии поглощения определяется профиль оптической плотности, обусловленной поглощением кислорода (ОПК), затем распределение кислорода на трассе зондирования. Далее рассчитывается профиль барических высот, поскольку концентрация молекул кислорода в некотором объеме атмосферы является однозначной функцией давления. В свою очередь температурный профиль может быть вычислен по вертикальной производной профиля барометрической высоты. Подобная многоступенчатая косвенная процедура определения искомого параметра, естественно, приводит к снижению точности измерений и делает более жесткими точностные требования к методу измерений.

Следует отметить и другие факторы, влияющие на результирующую точность измерений температуры и связанные с мето-

¹ Здесь и далее под термодинамическими параметрами атмосферы подразумеваются температура, давление, плотность (число частиц в единице объема).

дической обеспеченностью наблюдений при использовании дифференциального поглощения. К таким факторам относятся: сдвиг центра линий поглощения кислородом и вариации их полуширины на различных высотах в связи с изменением давления, нестабильность длин волн излучения лазера и конечная ширина линии излучения, наличие высокочастотных составляющих в спектре флуктуаций показателя рассеяния наблюдаемого аэрозольного слоя, спектральный ход рассеивающих свойств аэрозоля, влияние водяного пара на условия равномерного перемешивания кислорода в атмосферной газовой смеси по высотам и возникающие в связи с этим вариации, не описываемые основным уравнением гидростатики [124].

Для каждой из длин волн (одна из которых соответствует центру линии поглощения, а другая — минимальному поглощению вне линии) может быть записано известное уравнение лазерного зондирования (3.4).

При зондировании на двух длинах волн

$$\frac{N_1(H)}{N_2(H)} = \frac{K_1}{K_2} \exp \left\{ -2 \int_{H_0}^H [\Delta K_{O_2}(h) dh] \right\}, \quad (5.1)$$

где ΔK_{O_2} — дифференциальный показатель поглощения O_2 ; K_1/K_2 — отношения аппаратурных коэффициентов; остальные обозначения введены выше.

В равенстве (5.1) учтено, что показатели аэрозольного и молекулярного рассеяния неизменны для двух длин волн. Поэтому прежде всего необходимо производить одновременное зондирование на таких двух длинах волн, чтобы отношения $\sigma_{\pi_1}/\sigma_{\pi_2} = 1$. В работе [124] указывается, что в этом случае допустимая разность времени зондирования на каждой из длин волн должна быть не более 1 мс.

В работе [163] проведен анализ спектральной зависимости показателей рассеяния, который показал, что спектральный ход характеристик рассеяния можно с удовлетворительной точностью учесть на основании стандартной оптической модели атмосферы. Ожидаемые естественные вариации оптических свойств аэрозоля могут привести к незначительному изменению полученной таким образом оценки (порядка 0,1 %).

Важным является оптимальный выбор длин волн зондирующих излучений в области спектра 760 нм. Структура полос поглощения в этой области спектра рассмотрена в работах [163, 173]. Результаты измерений, проведенных со спектральным разрешением 0,5 нм (10 см^{-1}), указывают на широкий максимум поглощения в области Р-ветви и R-ветви (рис. 5.1). Существуют две подходящие длины волн, которые могут быть выбраны для зондирования с поглощением O_2 : 760,7 и 763,2 нм.

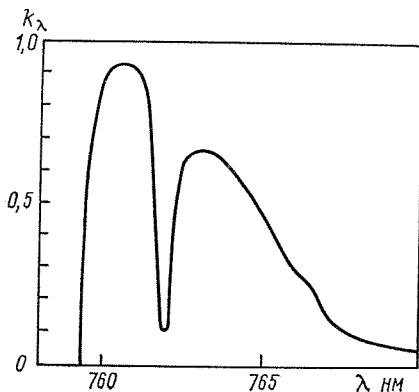


Рис. 5.1. Поглощения кислородом в области спектра около 760 нм [163].

В работе [173] указывается, что профиль ОПК для указанных длин волн можно приближенно представить в виде $\exp(-k_{O_2} P \eta^*)$, где $k_{O_2} = 4 \cdot 10^{-4}$ — эмпирический коэффициент поглощения, P — давление (гПа), η^* — показатель, равный 1,175 и 1,045 соответственно для длин волн 760,7 и 763,2 нм.

Отношение изменений сигналов для двух длин волн в зависимости от давления

$$\frac{(dN/dP)_1}{(dN/dP)_2} = \frac{\eta_1^*}{\eta_2^*} P^{\eta_1^* - \eta_2^*} \exp \left\{ -2k_{O_2} \left(P^{\eta_1^*} - P^{\eta_2^*} \right) \right\}. \quad (5.2)$$

Здесь индексы 1 и 2 относятся соответственно к длинам волн 760,7 и 763,2 нм.

Равенство (5.2) может быть преобразовано к виду

$$\frac{\delta_2}{\delta_1} \frac{(dN/dP)_1}{(dN/dP)_2} = \frac{\eta_1^*}{\eta_2^*} \frac{\exp \left\{ -2k_{O_2} \left(P^{\eta_1^*} - P^{\eta_2^*} \right) \right\}}{\sqrt{\exp \left\{ -2k_{O_2} \left(P^{\eta_1^*} - P^{\eta_2^*} \right) \right\}}} P^{\eta_1^* - \eta_2^*}, \quad (5.3)$$

где δ_1 и δ_2 — абсолютные погрешности изменения сигналов, пропорциональные $\sqrt{N}$.

Проведенные в соответствии с (5.3) расчеты показывают, что зондирование на длине волны 760,7 нм является предпочтительным, поскольку при этом регистрируемый сигнал имеет более заметную зависимость от давления и температуры. Для зондирования без поглощения могут быть выбраны длины волн 759,0 и 761,4 нм.

Равенство (5.1) можно переписать в других обозначениях:

$$\frac{K_2 N_1(H)}{K_1 N_2(H)} = Q(H). \quad (5.4)$$

Здесь величина $Q(H)$ зависит от давления столба атмосферы между ИСЗ и стробируемым слоем и поглощения кислорода на трассе. Эта величина определяется суммарной массой кислорода, приходящейся на единицу площади поперечного сечения луча,

$$m(H) = \int_0^{P(H)} \frac{1}{g} \gamma dP = \frac{\gamma}{g} P(H), \quad (5.5)$$

где g — ускорение свободного падения, γ — доля кислорода в атмосферной смеси в предположении ее однородности. С учетом (5.5)

$$Q(P) = \exp\left(-\frac{\gamma}{g} \int_0^{P(H)} \beta dP\right) = \exp[-F(P)P]. \quad (5.6)$$

Здесь $F(P)$ — некоторая функция давления. Сопоставление равенств (5.4) и (5.6) показывает, что может быть проведена следующая процедура определения профиля давления. Так как в соответствии с (5.4) можно определить профиль величины Q , то для каждой высоты в этом профиле в соответствии с (5.6) можно найти такую величину давления, при которой расчетное значение $Q(P)$ будет равно измеряемому значению $Q_P(H)$. Однако для этого должна быть задана функция $F(P)$. В работе [163] для преодоления этой методической трудности предлагается провести одновременный эксперимент (например, в начале осуществления программы лидарных наблюдений с ИСЗ) по измерению Q с помощью лидара и P с помощью радиозонда. Если располагать некоторой выборкой таких параллельных измерений при различных метеоусловиях, то можно определить эмпирически функцию $F(P)$ и использовать ее при лидарных наблюдениях.

В работе [163] утверждается, что систематическая погрешность, обусловленная эмпирическим подходом определения зависимости ОПК от давления, не превышает среднеквадратичной погрешности измерения давления с помощью радиозонда.

Представляет интерес другой подход к определению профиля давления атмосферы по данным ОПК, полученным с помощью лидара. В работах [139, 143] отмечается, что в отдаленном крыле линий в спектральной области около 760 нм наблюдается наиболее заметная зависимость поглощения от давления, причем при соответствующих условиях влиянием температуры

атмосферы можно пренебречь. Кроме того, более чем на два порядка снижаются требования к стабильности длин волн излучения лазера по сравнению со случаем, когда используется диапазон минимального поглощения между двумя сильными линиями O_2 . Учитывая, что в указанном спектральном диапазоне поглощение мало, для увеличения точности определения давления целесообразно пользоваться интегральной величиной на трассе от ИСЗ до исследуемого атмосферного слоя.

Как указывают авторы работы [143], профиль крыла линии поглощения может быть точно представлен в виде степенного ряда

$$f(v-v_0) = \frac{\Delta v_c}{T(v-v_0)^2} \left[1 - \left(\frac{\Delta v_c}{v-v_0} \right)^2 + \frac{3}{2 \ln 2} \left(\frac{\Delta v_D}{v-v_0} \right)^2 \right], \quad (5.7)$$

где Δv_c и Δv_D — уширения линии за счет столкновений и доплеровское, T — температура атмосферы.

Для интегрального коэффициента поглощения в крыле линии можно записать:

$$\int_{H_0}^H K_{O_2} dH = \frac{a P^2(H)}{(v-v_0)^2} \left[1 - \frac{\Delta v_c^2(\bar{T})}{2(v-v_0)^2} \frac{P^2(H)}{P_0^2} + \frac{3}{2 \ln 2} \frac{\Delta v^2(T)}{(v-v_0)^2} \right], \quad (5.8)$$

где a — молекулярная константа линии поглощения.

Равенство (5.8) слабо зависит от температуры, если энергетические уровни выбранной линии поглощения близки к $E = \frac{3}{2} k\bar{T}$, где $\bar{T}$ — средняя температура по трассе зондирования [139]. В работе [139] отмечается, что изменение средней температуры на ± 2 К приводит к погрешности определения профиля давления, равной примерно 0,05 %.

Как уже отмечалось, на основании данных о профиле давления можно рассчитывать профиль температуры. Для этого необходимо использовать универсальный газовый закон и уравнение гидростатики, что позволяет записать следующее соотношение:

$$T(H) = - \frac{g}{R} \frac{dH}{d[\ln P(H)]}, \quad (5.9)$$

где R — универсальная газовая постоянная.

Следует подчеркнуть, что применение данного метода для построения профиля температуры связано с необходимостью

высокоточных лидарных измерений величины Q . Достаточно отметить, что обеспечение погрешности расчета температуры ± 1 К приводит к необходимости измерений величины Q с погрешностью 0,1 %.

Как уже отмечалось, частично это обстоятельство обусловлено применением многоступенчатой косвенной процедуры восстановления профиля температуры. Другой причиной является слабая зависимость между профилями давления и температуры, описываемая с помощью основного уравнения гидростатики. Одновременно температура атмосферы непосредственно сильнее влияет на наблюдаемый экспериментально с помощью лидара профиль поглощения O_2 . Поэтому целесообразно рассмотреть другой метод построения профиля температуры, предъявляющий более слабые требования к точности лидарных измерений ОПК. Для этого метода характерно то, что профиль температуры определяется непосредственно по вариациям интенсивности линии поглощения кислородом. Показатель поглощения, усредненный по высотному интервалу ΔH , может быть выражен следующим образом:

$$\bar{K}_{O_2}(H) = -\frac{1}{2\Delta H} \ln \left[\frac{N(H, \lambda_1) N(H - \Delta H, \lambda_2)}{N(H, \lambda_2) N(H - \Delta H, \lambda_1)} \right]. \quad (5.10)$$

В свою очередь коэффициент поглощения может быть выражен через параметры линии поглощения. При использовании метода дифференциального поглощения длина волны излучения лазера обычно расположена в центре линии поглощения, и форму линии можно аппроксимировать линией Лоренца. При этом коэффициент поглощения может быть представлен в виде

$$\bar{K}_{O_2}(H) = \frac{S(H)}{\gamma} \frac{\beta(H)}{[\nu - \nu_0 - \gamma(H)]^2 + \beta^2(H)}. \quad (5.11)$$

Здесь S — интенсивность линии поглощения, зависящая от температуры T ; ν_0 — частота, соответствующая центру линии поглощения в стандартных условиях; β — полуширина линии, зависящая от температуры и давления; γ — сдвиг линии.

Интенсивность и полуширина линии поглощения кислородом записываются в следующем виде:

$$S(H) = S_0 n_{O_2}(H) \frac{T_0}{T(H)} \exp \left[-\frac{E_0}{k} \left(\frac{1}{T(H)} - \frac{1}{T_0} \right) \right], \quad (5.12)$$

$$\beta(H) = \beta_0 \frac{P(H)}{P_0} \left(\frac{T_0}{T(H)} \right)^{1/2}. \quad (5.13)$$

Здесь S_0 — интенсивность линии при эталонной температуре T_0 ; k — постоянная Больцмана; β_0 — полуширина линии поглощения при эталонных условиях T_0 , P_0 ; E_0 — вращательная энергия

перехода при эталонных условиях; $n_{O_2}(H)$ — профиль концентрации кислорода.

С учетом (5.11) — (5.13) для коэффициента поглощения можно получить следующее соотношение:

$$K_{O_2}(H) = \frac{S_0 P_0}{1,132\pi\beta_0} \frac{n(H)}{P(H)} \left(\frac{T_0}{T(H)} \right)^{1/2} \exp \times \\ \times \left[-\frac{E_0}{k} \left(\frac{1}{T(H)} - \frac{1}{T_0} \right) \right]. \quad (5.14)$$

Следует отметить, что равенство (5.14) можно использовать для определения профиля температуры, если известны величины n_{O_2} и P . Однако концентрация и давление также являются неявными функциями температуры. Поэтому используется итерационный алгоритм, позволяющий вычислить профиль температуры. Причем итерационная процедура может быть применена для двух случаев: а) последовательной корректировки в каждом шаге итерации только концентрации, поскольку давление может быть определено независимо в соответствии с равенствами (5.5) и (5.8); б) уточнения на каждом шаге итерации концентрации и давления. Уточненные значения концентрации и давления на каждом шаге итерации рассчитываются в соответствии с уравнениями гидростатики.

Вычисление профиля температуры непосредственно по параметрам линии поглощения позволяет значительно повысить точность измерений. В работе [139] отмечается, что погрешность определения давления 1 % приводит к погрешности определения температуры, равной 0,1 К. Кроме того, в отличие от предыдущего метода определения температуры по профилю давления, в таком случае точность определения температуры линейно зависит от точности измерения величины Q .

С целью дальнейшего упрощения и улучшения сходимости рассмотренного итерационного алгоритма восстановления профиля температуры могут быть проведены лидарные наблюдения с использованием трех длин волн зондирующих излучений (например, третьей длины волны, соответствующей второй линии поглощения кислородом с центром 763,2 нм). Таким образом, используются две пары длин волн, для каждой из которых записывается равенство (5.14). Восстановленный профиль температуры получаем с использованием выражения

$$\frac{(K_{O_2})_1}{(K_{O_2})_2} = \frac{S_{01}\beta_{01}}{S_{02}\beta_{02}} \exp \left[\frac{1}{kT(H)} (E_{02} - E_{01}) + \frac{1}{kT_0} (E_{01} - E_{02}) \right]. \quad (5.15)$$

Здесь индексы 1 и 2 относятся к случаю зондирования с использованием следующих пар длин волн: 760,7 и 759 нм; 763,2 и 759 нм.

Линия поглощения с центром 760,7 нм наиболее чувствительна к изменению температуры. Поэтому использование второй линии поглощения не снижает чувствительность к температуре отношения коэффициентов поглощения (5.15). Температура, соответствующая измеренному отношению коэффициентов поглощения, может быть определена после простого преобразования (5.15):

$$T(H) = \frac{E_{02} - E_{01}}{k \left[\ln \frac{(K_{O_2})_1}{(K_{O_2})_2} - \ln \frac{S_{01}\beta_{02}}{S_{02}\beta_{01}} - \frac{1}{kT_0} (E_{01} - E_{02}) \right]}. \quad (5.16)$$

Для оценки погрешности измерений коэффициента поглощения и температуры получены следующие равенства:

$$\Delta K_{O_2} \approx \frac{\Delta N_1}{\Delta H N_1} - \frac{\Delta N_2}{\Delta H N_2}, \quad (5.17)$$

$$\frac{\Delta T}{T} = \frac{1}{E_0/kT} \left[\frac{1}{k} \left(\frac{\Delta N_1}{\Delta H N_1} + \frac{\Delta N_2}{\Delta H N_2} \right) \right]. \quad (5.18)$$

В (5.18) опущены слагаемые, вносящие вклад в ошибку измерения примерно на порядок меньший. В случае когда прием рассеянного лазерного излучения сопровождается также помехами от фоновых источников излучения, в равенстве (5.18) $\Delta N = \sqrt{N_c + N_\phi}$, где N_c и N_ϕ — число фотоэлектронов, обусловленное рассеянным лазерным излучением и излучением фоновых источников.

При многоволновом зондировании атмосферы необходимо достаточно быстро осуществить измерения на всех длинах волн. В работе [163] авторы оценили эффект, связанный со случайным изменением концентрации аэрозоля и других оптических свойств в рассеивающем объеме за время между зондирующими импульсами лазера на длинах волн в линии и вне линии поглощения.

В табл. 5.1 приведены погрешности измерений температуры и давления, возникающие вследствие изменения показателя аэрозольного рассеяния между импульсами излучения на различных длинах волн. Как и следовало ожидать, незначительные

Таблица 5.1. Погрешности измерений температуры, давления и влажности нижней тропосферы

$\frac{\Delta \sigma_\pi}{\sigma_\pi}$	$\frac{\Delta T}{T}$	$\frac{\Delta P}{P}$	$\frac{\Delta n_{H_2O}}{n_{H_2O}}$
0,01 0,001	0,2 0,016	0,08 0,004	0,37 0,21

вариации показателя рассеяния приводят к большим ошибкам измерения температуры и давления. Поэтому целесообразно проводить одновременное зондирование на двух длинах волн, используя для этого независимые лазеры, излучающие одновременно или с задержкой не более 1 мс.

Необходимо отметить и другую особенность метода дифференциального поглощения, которая может существенно влиять на результирующую погрешность измерения температуры и давления: влияние конечной ширины линии излучения лазера и ее спектральная нестабильность. Полуширина линии излучения лазеров, используемых в диапазоне 700 нм, составляет 0,02—0,05 см⁻¹, т. е. сравнима с полушириной линии поглощения кислородом. Конечная спектральная полуширина излучения лазера приводит к некоторому изменению коэффициента поглощения по сравнению с линией, лежащей в центре линии поглощения. Вообще говоря, этот эффект можно учесть с помощью вычисленных поправок к равенству (5.11). Для этого линия излучения лазера аппроксимируется гауссовым или треугольным распределением. Однако расчет усложняется нестабильностью длины волны излучения лазера и смещением центра линии поглощения и изменением ее профиля при изменении атмосферного давления. Поэтому более целесообразным является экспериментальная оценка указанных явлений, например, в процессе наземного зондирования атмосферы одновременно с помощью лидара и контактных датчиков.

Для исследования возможностей рассмотренных методов определения давления и температуры атмосферы и выработки технических требований к lidarам необходимо проведение модельных численных экспериментов. Прежде всего вырабатываются исходные требования к точности lidarных измерений давления и температуры атмосферы с учетом задач, решаемых с использованием ИСЗ. Например, среднеквадратичная погрешность определения температуры должна составлять примерно 0,5 К (см. гл. 2). При проведении численного моделирования указанная погрешность измерений обычно относится к наилучшим условиям наблюдений (минимальное значение зарегистрированного приемником lidarа энергии рассеянного лазерного излучения).

Оценка требуемых энергетических характеристик lidarа, установленного на ИСЗ, должна производиться с учетом достижения необходимой точности измерений в диапазоне больших высот исследуемых слоев атмосферы. Используя равенство (5.18), можно перейти от заданной суммарной погрешности измерений температуры к погрешности измерения первичных экспериментальных данных, например к ошибке измерения сигнала обратного рассеяния. При $\Delta T = 0,5$ К относительная

ошибка измерений энергии рассеянного излучения составляет 0,9 %.

Следующим шагом в численном моделировании является оценка необходимой энергии рассеянного лазерного излучения, зарегистрированной приемником лидара, с учетом возможной погрешности измерения этой величины.

Для оценки энергетических параметров лидара необходимо использование модельных данных о профилях показателя аэрозольного и молекулярного рассеяния, общей прозрачности, температуры, параметров линии поглощения кислородом. В работе [72] приведены результаты экспериментальных и теоретических исследований, которые позволили построить вертикальные профили прозрачности и показателей аэрозольного рассеяния для континентального аэрозоля на различных длинах волн, в частности 694,3 нм. Эти данные могут быть также экстраполированы для использования в спектральном диапазоне около 760 нм. Вертикальное распределение температуры может быть взято по данным радиозондирования (либо по таблицам стандартной атмосферы). В свою очередь плотность атмосферы и коэффициент поглощения рассчитываются по профилю температуры с использованием параметров линии поглощения, приведенных в табл. 5.2.

Данные о фоновом свечении атмосферы на теневой стороне орбиты ИСЗ взяты из работы [136]. Высота орбиты ИСЗ предполагалась равной 300 км. При максимальной высоте зондирования 30 км и учете приведенных исходных данных был оценен обобщенный энергетический параметр лидара, при котором достигается необходимая точность измерения в условиях наименьшего уровня энергии рассеянного лазерного излучения. Полученный обобщенный энергетический параметр равен $3,2 \cdot 10^{-1}$ Дж·м², что в свою очередь позволяет построить профили сигнала рассеянного лазерного излучения для более низких слоев атмосферы (рис. 5.2) при зондировании в линии и вне

Таблица 5.2. Параметры линии поглощения кислородом и водяным паром при температуре 296 К и давлении 1013 гПа

Поглощающий газ	Длина волны, нм	Интенсивность линии, см	Полуширина линии, см ⁻¹	Энергия нижнего состояния E_0 , см ⁻¹
O ₂	771.2	$734 \cdot 10^{-29}$	0,042	1803,18
	760.7	$431 \cdot 10^{-28}$	0,042	1422,5
H ₂ O	786.6	$362 \cdot 10^{-27}$	0,066	704,2
	694,38	$161,6 \cdot 10^{-27}$	0,097	

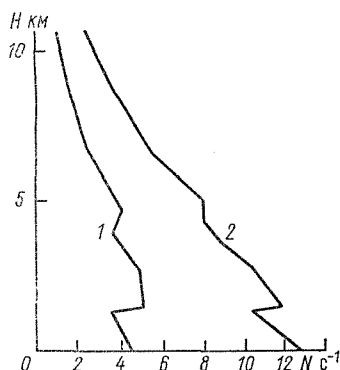


Рис. 5.2. Сигнал рассеянного лазерного излучения при зондировании атмосферы с ИСЗ на длинах волн 760,7 нм (1) и 759 нм (2).

линии поглощения. Как видно, точность измерения энергии рассеивания повышается с уменьшением высоты зондирования.

Оценим необходимую энергию излучения лазера, исходя из указанного значения обобщенного энергетического параметра. При диаметре приемной оптической антенны 1 м, коэффициенте оптических потерь 0,5 и квантовой эффективности фотоумножителя 0,05 суммарная энергия излучения лазера за время наблюдения должна составлять 8 Дж. Получить такую энергию излучения в моноимпульсе на борту ИСЗ затруднительно. Поэтому возникает вопрос об горизонтальном усреднении экспериментальных данных по направлению полета ИСЗ в процессе многократного повторения импульсов излучения лазера. Здесь необходимо подчеркнуть то обстоятельство, что в данном случае в усреднении участвуют профили, полученные с плохой точностью при однократном излучении лазера. Это может привести к смещенной оценке измеряемой величины по сравнению со случаем, когда усредняются репрезентативные данные в пределах того же самого горизонтального масштаба.

В первой главе анализируются требования к пространственным масштабам метеорологических наблюдений. В частности, для температуры пространственное разрешение должно составлять около 300 км. Однако под этим понимаются наблюдения точечные, относящиеся к узлам сетки 300×300 км. Поэтому нельзя исходить из того, что при лидарных наблюдениях горизонтальное усреднение может быть сделано от узла до узла этой сетки, поскольку во многих случаях возникает необходимость экстраполяции метеоданных для промежуточных точек между узлами сетки.

В работе [120] приводятся данные об использовании экстраполированных данных с масштабом около 100 км. Вероятно, из этого размера целесообразно исходить и при определении требований к горизонтальным масштабам лидарных наблюде-

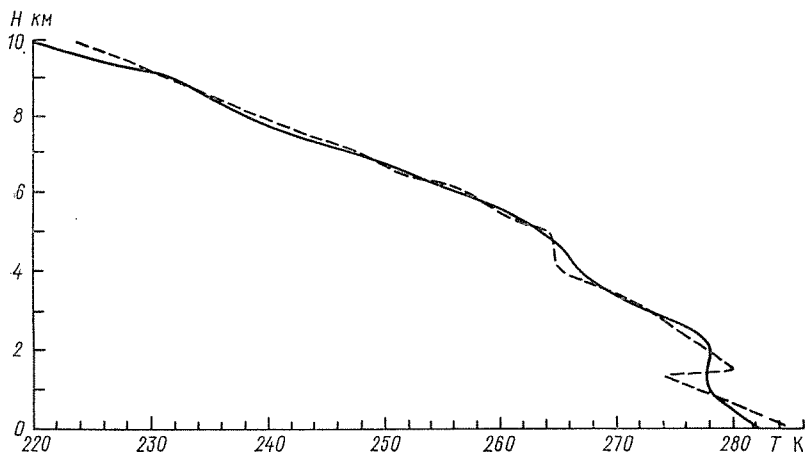


Рис. 5.3. Профили температуры, восстановленные по результатам второго этапа численного моделирования (сплошная кривая), и исходный, примененный на первом этапе (пунктирная кривая).

ний, что позволяет оценить допустимое время наблюдения (около 15 с). Для того чтобы за это время получить указанные выше 8 Дж, необходимо, например, использовать лазер, имеющий энергию излучения в моноимпульсе около 0,5 Дж при частоте повторения 1 Гц, что согласуется с существующими в настоящее время техническими возможностями применения подобных лазеров на борту ИСЗ.

На втором этапе численного моделирования анализируются возможности метода восстановления профиля температуры на основе использования профилей энергии рассеянного лазерного излучения, рассчитанные на первом этапе. В первую очередь представляет интерес оценить устойчивость метода восстановления к случайным ошибкам измерения энергии рассеяния. Для этого на исходные профили, изображенные на рис. 5.2, накладывались случайные вариации, не выходящие за пределы доверительных интервалов. Определение профиля температуры производилось с использованием равенства (5.14).

На рис. 5.3 представлены результаты расчетов для погрешности измерения энергии, составляющей 0,5 %. На этом же рисунке изображен исходный профиль температуры, использованный на первом этапе моделирования. Сравнение восстановленных профилей с исходным указывает на их удовлетворительное совпадение, в том числе и в интервале высот, где наблюдается инверсия температуры. Обращает на себя внимание тот факт, что погрешность измерений не хуже 0,5 К во всем ин-

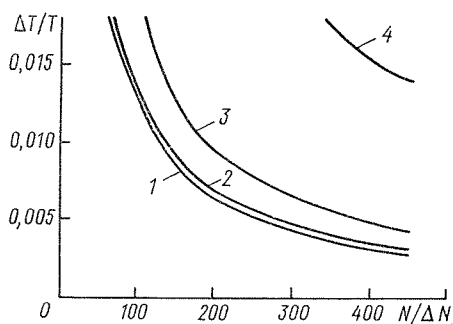


Рис. 5.4. Зависимость погрешности измерения температуры от погрешности измерения сигнала рассеянного лазерного излучения при зондировании с ИСЗ для разных ОПК.

Кривая	1	2	3	4
ОПК	0,25	0,5	1,0	2,0

тервале высот в тропосфере и нижней стратосфере может быть достигнута, если обеспечивается высокая точность измерений профилей энергии рассеянного лазерного излучения. Как отмечалось, это возможно при многократном повторении импульсов излучения лазера для получения одного усредненного профиля энергии рассеянного лазерного излучения. Однако при этом, могут возникать неопределенности в интерпретации экспериментальных данных за счет усреднения по горизонтали.

При увеличении концентрации аэрозоля в атмосфере, и в частности в стратосфере, за счет вулканической деятельности, повышается точность измерения профилей энергии рассеянного лазерного излучения, что обусловлено более интенсивным увеличением поперечника аэрозольного рассеяния по сравнению с интегральным пропусканием атмосферы. Таким образом, зондирование более замутненной атмосферы при неизменных энергетических параметрах лидара позволяет уменьшить горизонтальный масштаб усреднения данных.

На рис. 5.4 приведена зависимость погрешности определения температура от погрешности измерения энергии рассеянного лазерного излучения вне линии поглощения. Параметром при расчетах была выбрана ОПК для линии поглощения. Из рисунка следует, что погрешность определения температуры не хуже 2 К не может быть достигнута при больших значениях ОПК в линии поглощения.

5.2. Определение температуры методом комбинационного рассеяния

В данном методе используется прямая зависимость интенсивности вращательных линий спектра основных газовых компонентов от кинетической температуры атмосферы. Интенсив-

ность отдельных линий спектра, соответствующих различным квантовым числам, может быть рассчитана в соответствии со следующим равенством [116]:

$$E(J, T) = E_0 k^* \nu_0^4 g_e N_0 \frac{B}{kT} (2J+1) \times \\ \times \exp \left[-\frac{B}{kT} J(J+1) \right] |H_{JJ'}'|^2, \quad (5.19)$$

где E_0 и ν_0 — энергия и частота возбуждающего излучения; J и J' — вращательные квантовые числа; k^* — коэффициент пропорциональности; g_e — статистический вес, обусловленный спином ядра молекулы; k — постоянная Больцмана; B — вращательная константа молекулы; $H_{JJ'}'$ — матричный элемент перехода молекулы из состояния J в состояние J' .

Относительное изменение интенсивности отдельных линий можно характеризовать следующим функциональным множителем:

$$f^*(T, J) = \frac{3(J+1)(J+2)}{2T(2J+3)} \exp \left[-\frac{B}{kT} J(J+1) \right]. \quad (5.20)$$

На рис. 5.5 представлены результаты расчетов, характеризующие распределение интенсивности спектральных линий

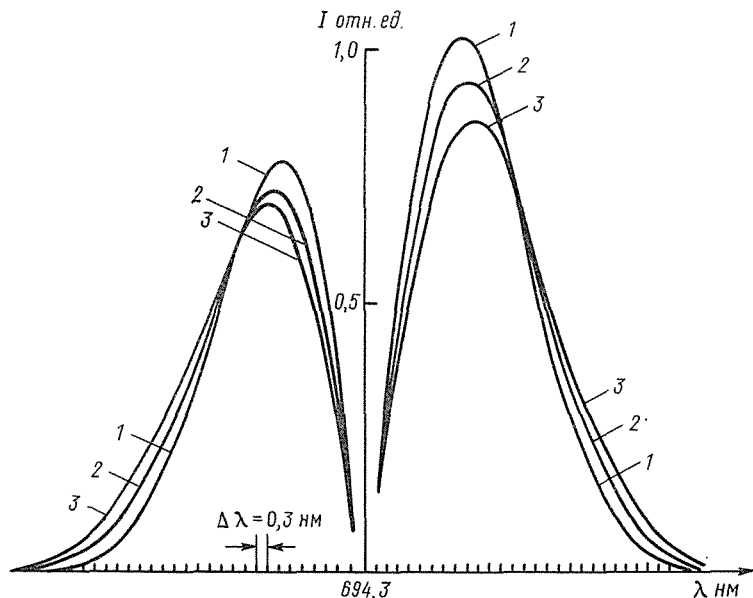


Рис. 5.5. Распределение интенсивности линий вращательного комбинационного рассеяния азотом при возбуждении лазерным излучением (694,3 нм) для температуры 220 К (1), 260 К (2) и 300 К (3) [116].

в спектре азота [116]. Можно отметить, что с ростом температуры интенсивность стоксовых линий, соответствующих квантовым числам $J > 10$, также возрастает. При квантовых числах $J < 10$ интенсивность стоксовых линий падает при возрастании температуры. В линиях антистоксовой ветви также наблюдается характерная зависимость интенсивности линий от кинетической температуры газа.

Следует отметить, что не все линии вращательного спектра одинаково информативны. Наибольшую информативность, очевидно, будет иметь отношение интенсивностей тех линий, которые имеют противоположную зависимость от температуры. Еще более резко зависит от температуры отношение суммы интенсивностей всех линий с квантовыми числами $J > 10$ вращательных спектров N_2 и O_2 к сумме интенсивностей линий с квантовыми числами $J < 10$ этих же спектров. Указанное отношение имеет следующий вид:

$$B^*(T) = \frac{\sum_i v_{J_i}^4 g_{ef}^* f_{N_2}^*(T, J_i) + \frac{n_{N_2} A_{O_2}}{n_{O_2} A_{N_2}} \sum_i v_{J_i}^4 f_{O_2}^*(T, J_i)}{\sum_j v_{J_j}^4 g_{ef}^* f_{N_2}^*(T, J_j) + \frac{n_{O_2} A_{O_2}}{n_{N_2} A_{N_2}} \sum_j v_{J_j}^4 f_{O_2}^*(T, J_j)} \quad (5.21)$$

В связи с тем что аналитическая зависимость $B^*(T)$ не может быть получена в явном виде, рассчитанная с помощью равенства (5.21) теоретическая зависимость используется в качестве градуировочной при проведении экспериментальных измерений температуры.

По экспериментально измеренным значениям $B^*(T)$ определяются соответствующие значения температуры. Целесообразно построить экспериментально градуировочную зависимость $B^*(T)$. Для этого необходимо провести зондирование некоторого объема атмосферы, температура которого может быть измерена независимым образом. В случае когда имеется возможность провести измерения при различных температурах, может быть построена необходимая градуировочная зависимость $B^*(T)$. Экспериментально определенное значение $B^*(T)$ может быть выражено следующим образом:

$$B^*(T) = \frac{\Phi_1 \sigma_{v_1}^0 F_{J_1}(T)}{\Phi_2 \sigma_{v_2}^0 F_{J_2}(T)} = \frac{E_1}{E_2} \frac{\exp \int_0^H \sum_i \alpha(v_{J_i}) dh}{\exp \int_0^H \sum_j \alpha(v_{J_j}) dh}, \quad (5.22)$$

где σ_v^0 — полное сечение комбинационного рассеяния на частоте v_j ; $\Phi(v)$ — амплитудная характеристика спектрального

прибора; $F_J(T)$ — больцмановская вероятность заселения вращательного уровня J при температуре T ; E — энергия зарегистрированного сигнала; α — показатель ослабления атмосферы. Индексы 1 и 2 обозначают участки спектра, в которых производится регистрация энергии вращательного рассеяния N_2 и O_2 и которые имеют противоположную зависимость интенсивности линий вращательного рассеяния от температуры.

Если допустить, что пропускание атмосферы постоянно в пределах всего участка вращательного спектра, как это сделано во всех работах, посвященных разработке рассматриваемого метода измерения температуры, то равенство (5.22) принимает следующий вид:

$$B^*(T) = E_1/E_2. \quad (5.23)$$

Таким образом, только сделав указанное предположение о неизменности пропускания атмосферы, можно получить соотношение (5.23), пригодное для экспериментального измерения температуры. Необходимость такого допущения является серьезным ограничением рассматриваемого метода, так как достаточно узкий диапазон вращательного спектра не является веским обоснованием.

Ослабление лазерного излучения в атмосфере, обусловленное только рассеянием, можно считать практически неизменным в узком спектральном интервале. Но если принять во внимание поглощение водяным паром и другими атмосферными газами, спектр которых интенсивен во всем диапазоне расположения длин волн лазера и имеет сложную тонкую структуру, то может оказаться, что поглощение на длинах волн комбинационного рассеяния существенно влияет на результирующее пропускание атмосферы. Поэтому по полученному экспериментально значению $B^*(T)$ нельзя однозначно определить искомое среднее значение температуры в исследуемом объеме атмосферы.

С целью устранения отмеченного недостатка проведена дальнейшая разработка метода, основные результаты которой можно сформулировать следующим образом. Повышение информативности лазерно-локационного эксперимента может быть достигнуто, если спектральный анализ рассеянного лазерного излучения проводить одновременно в нескольких участках спектра, соответствующих комбинационному рассеянию при возбуждении основных газовых компонентов атмосферы лазерным излучением с различными длинами волн. В этом случае спектральная зависимость $B^*_{\lambda}(T)$ может быть известна заранее (рассчитана или получена экспериментально при калибровке лидара), что позволяет разработать методику контроля и оценки влияния поглощения при определении профиля температуры. Для этого профиля $B^*_{\lambda}(T)$ определяют независимо

в соответствии с равенством (5.22) для каждой длины волны возбуждения. В каждой из точек профилей должен сохраняться один и тот же вид спектральной зависимости, совпадающий со спектральной зависимостью, полученной при калибровке. Нарушение этой зависимости будет указывать на наличие селективного поглощения лазерного излучения.

Поперечники комбинационного рассеяния азотом и кислородом в несколько раз слабее рэлеевского поперечника, однако энергетические показатели лидара, реализующего данный метод наблюдений, являются приемлемыми для применения в условиях зондирования с КА.

Заканчивая раздел, связанный с измерением температуры атмосферы, необходимо отметить следующее. Рассмотренные методы не являются единственно возможными в арсенале средств лазерного зондирования атмосферы. Например, известны способы определения температуры по доплеровскому контуру линии резонансного рассеяния либо по плотности атмосферы, полученной в результате одночастотного зондирования (в последнем случае для перехода от плотности к температуре используется барометрическая формула). Достаточно подробно указанные методы рассмотрены, например, в [40].

Оба метода имеют свои существенные ограничения. Первый применим только для высот атмосферы, с которых возможно принять сигнал резонансного рассеяния, обусловленный присутствием необходимых компонентов. В случае измерения температуры по рассеянию на натрии (см. главу 6) эти высоты ограничены 80—100 км. При этом слабая зависимость доплеровской полуширины линии от температуры ($\Delta\nu_d \sim \sqrt{T}$) приводит к значительным погрешностям определения температуры.

Эксперименты по измерению температуры вторым методом были начаты в 1967 г. в Уинкфилде (высоты 50—80 км) и ведутся по сегодняшний день. В Советском Союзе такие работы, проводимые под руководством Г. Ф. Тулинова, позволили получить распределение температуры на высотах 27—45 км и сравнить данные лазерного зондирования с данными измерений аэрологическим зондом на высоте около 27 км [96]. Метод является наиболее простым в технической реализации, однако позволяет определить температуру только при пренебрежимо малом вкладе аэрозольного рассеяния (т. е. на высотах больших 30 км). В случае распространения аэрозольных частиц, обусловленных вторжением метеорных потоков и другими причинами, вклад аэрозольного рассеяния значительно возрастает и, следовательно, увеличится погрешность определения температуры и для высот более 30 км. Тогда в определенных вполне реальных ситуациях экстремумы на профиле температуры могут быть обусловлены присутствием аэрозольных слоев.

5.3. Определение влажности атмосферы

Лидарные измерения профиля влажности на основе метода дифференциального поглощения развиваются в нескольких направлениях. К первому относится создание лидаров с лазером на рубине и термической перестройкой длины волны излучения в диапазоне 694,2—694,5 нм. Созданный в ИОА ТФ СО АН СССР передатчик лидара, имеющий следующие основные параметры: энергия излучения 0,1 Дж, длительность импульса 30 нс, воспроизводимость длины волны излучения $5 \cdot 10^{-4}$ нм, полуширина линии излучения 10^{-3} нм, позволил в отдельных случаях при наземном зондировании определить профиль водяного пара до высоты 17 км.

За рубежом развивается метод дифференциального поглощения для определения паров воды в ИК-области спектра. Вертикальные измерения концентрации водяного пара в атмосфере до высоты 9 км с погрешностью примерно 15 % при пространственном разрешении 300 м и времени измерений 50 мин были проведены с использованием лидара, основные параметры которого приведены в табл. 5.3 [147].

Поперечное сечение поглощения парами воды составляет $1,9 \cdot 10^{-23}$ см² на длине волны 723,2 нм и $9 \cdot 10^{-23}$ см² на 724,3 нм.

Пары воды интенсивно поглощают излучение в области спектра 9,2—11,9 мкм, где лежит излучение CO₂-лазеров на изотопах ¹²C¹⁶O₂, ¹³C¹⁶O₂, ¹⁴C¹⁶O₂. В указанной области спектра разработан передатчик, используемый в лидаре с гетеродинным приемом [130]. В отличие от прямого фотодетектирования метод

Таблица 5.3. Основные параметры лидара для измерений паров воды [147]

Параметр	Значение
<i>Передатчик</i>	
Энергия излучения	70 мДж
Длительность импульса	12 нс
Спектральная ширина линии излучения (при $\lambda = 724$ нм)	1,5 нм
Частота импульсов	10 Гц
Расходимость луча	0,5 мрад
<i>Приемник</i>	
Диаметр телескопа	0,6 м
Угол поля зрения	3 мрад
Спектральная ширина интерференционного фильтра	2,4 нм
Число каналов	256

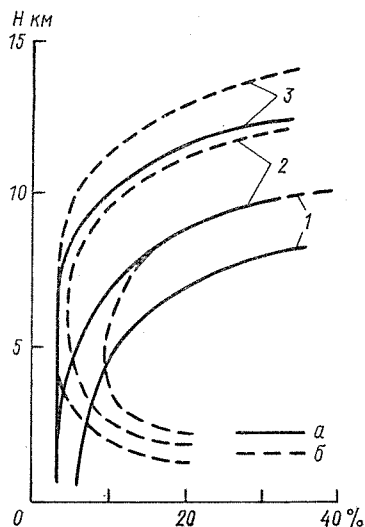


Рис. 5.6. Погрешность измерений паров воды при пространственном разрешении 1 км (1), 2 км (2) и 5 км (3) [175].

а — длина волны 724,348 нм; б — длина волны 718,740 нм.

гетеродинирования, по оценкам авторов, позволяет увеличить дальное действие системы в 5 раз при снижении энергии импульсов лазера примерно на порядок. Лазер-передатчик и лазер-гетеродин излучают на линиях $R(20)$ и $R(18)$, которые совпадают с полосами поглощения воды. Профиль паров воды измерен лидаром с гетеродинным приемом излучения на трассах 2—10 км.

Среди перечисленных методов дифференциального поглощения для определения концентрации паров воды в атмосфере наибольшее признание получил метод с применением лазера, излучающего в области 724 нм [110]. Проведенные расчеты [175] свидетельствуют о том, что использование двух длин волн (718, 74 и 724, 348 нм) при энергии излучения, достигающей 3 Дж, и диаметре приемной оптической антенны около 1 м позволит производить измерения распределения концентрации воды в тропосфере с КА «Шаттл». Рисунок 5.6 иллюстрирует погрешность измерений паров воды при зондировании с КА при различном пространственном разрешении.

В качестве первого этапа технической реализации спутниковых лидарных систем и обработки при этом многих методических вопросов можно рассматривать самолетные лидары. Причем, кроме определения паров воды, аппаратура разрабатывается и для измерений озона, аэрозоля, различных параметров облачности. Например, в НАСА создана лидарная система DIAL, которая служит прообразом лидара космического базирования [113, 114].

В лидарную систему входят два двухчастотных Nd-лазера,

служащих для оптической накачки двух независимо регулируемых лазеров на красителе. Длина волны излучения лазеров регулируется в области 710—960 нм. Один лазер настраивается на линию поглощения H_2O около 720 нм, длина волны излучения другого лазера лежит вне линии поглощения. Временной интервал между импульсами обоих лазеров 100 мкс. Приемная система лидара содержит: телескоп Кассегрена диаметром 35 см, светофильтр, фотоумножитель и блок обработки данных. Проведенное моделирование эксперимента показывает, что с помощью описанной лидарной системы можно измерять концентрацию водяного пара в пограничном слое атмосферы, в средней и верхней тропосфере и в районе тропопаузы. При высоте полета самолета 3 км и погрешности измерения концентрации 10 % вертикальное и горизонтальное разрешение соответственно составляет 200 и 500 м, а при высоте полета 7 км — 500 и 1000 м. Представлены также результаты моделирования измерений для лидарной системы КА типа «Шаттл».

В соответствии с объединенной американско-французской программой исследований (NASA/CNES cooperation) лидар установлен на борту высотного самолета ER-2 [115, 148].

Существуют предложения использовать для определения концентрации паров воды другие типы лазеров в космических лидарах. Среди них заслуживает внимания лазер на александриде, излучающий в области спектра 700—800 нм [120]. При энергии излучения 1 Дж, частоте повторения импульсов 10 Гц лидар может быть использован на ИСЗ с полярной орбитой до 800 км.

Определение влажности атмосферы методом дифференциального поглощения практически не отличается от определения температуры с использованием той же методики. Некоторое отличие наблюдается в описании линии поглощения водяным паром:

$$S(H) = S_0 n_{\text{H}_2\text{O}}(H) \left(\frac{T_0}{T_H} \right)^{\delta^*} \exp \left[- \frac{E_0}{k} \left(\frac{1}{T(H)} - \frac{1}{T_0} \right) \right]. \quad (5.24)$$

В этом равенстве приняты те же обозначения, что и в (5.12). Для линии поглощения водяным паром показатель $\delta^* = 1,5$, а для линии поглощения кислородом он равен единице.

Концентрацию водяного пара можно определить по следующему равенству:

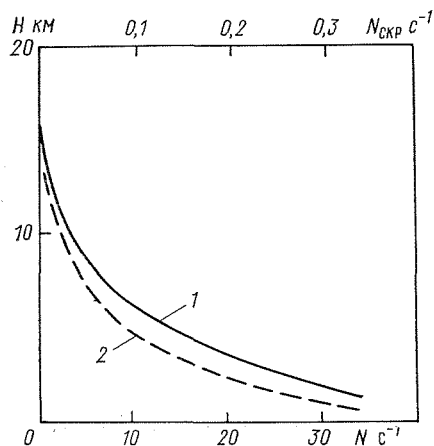
$$n_{\text{H}_2\text{O}}(H) = \frac{K(H) 1,132 \pi \beta_0}{S_0} \frac{P(H)}{P_0} \left[\frac{T(H)}{T_0} \right]^{\delta^* - 1/2} \times \\ \times \exp \left[- \frac{E_0}{k} \left(\frac{1}{T(H)} - \frac{1}{T_0} \right) \right]. \quad (5.25)$$

Как следует из (5.25), для расчета профиля концентрации

водяного пара наряду с экспериментально определяемым профилем коэффициента поглощения и известными параметрами линии поглощения в стандартных условиях необходимы также профили давления и температуры. Использование итерационного алгоритма, аналогичного (5.16), в таком случае не представляется возможным. Поэтому данные о температуре и давлении атмосферы должны быть взяты из независимых измерений. В частности, измерение влажности с применением указанной методики может быть совмещено с измерением температуры и давления на основе лидарных методов, рассмотренных в предыдущем разделе.

Отметим, что измерение влажности методом дифференциального поглощения, как и измерение температуры сопряжено с различными методическими трудностями, такими, как необходимость учета влияния неустойчивости линии поглощения и линии излучения лазера, пространственно-временной и спектральной изменчивостью аэрозольного рассеяния, а также некоторых других факторов. Однако при измерении влажности учет различных сопутствующих физических эффектов может проводиться менее строго по сравнению со случаем измерения температуры методом дифференциального поглощения. Это обусловлено тем, что необходимую точность измерений, указанную в главе 2, можно достичь за счет более резкой зависимости от концентрации водяного пара экспериментально определяемого коэффициента поглощения, как это следует из (5.25).

Для оценочного энергетического расчета необходимые параметры линии поглощения водяным паром приведены в табл. 5.2. Указанные параметры отнесены к температуре 288 К и давлению 1013 гПа. При расчете использовалась модель атмосферы для средних широт в летнее время [72]. Остальные используемые в расчете параметры лидара указаны в п. 5.2.



На рис. 5.7 приведен рассчитанный профиль интенсивности рассеянного лазерного излучения, который показывает, что превышение сигнала над уровнем ночного фона может быть достигнуто до высот 20 км.

На рис. 5.7 приведен рассчитанный профиль интенсивности рассеянного лазерного излучения, который показывает, что превышение сигнала над уровнем ночного фона может быть достигнуто до высот 20 км.

Рис. 5.7. Расчетный профиль интенсивности рассеянного лазерного излучения при зондировании с ИСЗ на длинах волн 694,38 нм (1) и 347,15 нм (2).

Уменьшение концентрации аэрозоля, как и в случае измерения температуры методом дифференциального поглощения, приводит к снижению уровня регистрируемого сигнала. Такие же заметные вариации интенсивности рассеянного излучения наблюдаются в различные сезоны.

Другая возможность определения профиля абсолютной влажности атмосферы с борта ИСЗ основана на использовании эффекта комбинационного рассеяния лазерного излучения основными газовыми компонентами атмосферы — водяным паром и азотом. Сопоставление интенсивностей комбинационного рассеяния этими газами позволяет разработать простой метод определения концентрации водяного пара в долях по отношению к концентрации азота, содержание которого в тропосфере достаточно стабильно и хорошо известно. Применительно к наземному лидарному зондированию влажности СКР — метод достаточно полно разработан в ряде работ. Можно отметить, что в расчете профиля влажности не используются большинство аппаратурных параметров лидара, которые обычно плохо известны, но которые можно считать неизменными на длинах СКР-волн азота и водяного пара. При одновременной регистрации интенсивностей рассеяния на обоих длинах волн не учитывается также нестабильность энергии излучения лазера на возбуждающей длине волны. Кроме того, обычно полагают, что $\alpha_{\lambda_1} = \alpha_{\lambda_2}$ в связи с незначительными комбинационными сдвигами длин волн для указанных газовых составляющих. При выборе спектрального диапазона, в котором обеспечивается максимальная дальность зондирования, необходимо максимизировать произведение следующих параметров, имеющих спектральную зависимость:

$$\Pi = \sigma_{\text{СКР}}^0 \eta \exp \left\{ -2 \int_0^H \alpha(h) dh \right\}, \quad (5.26)$$

где $\sigma_{\text{СКР}}^0$ — поперечное сечение СКР.

Проведенные расчеты дают оптимальный спектральный рабочий диапазон 340—350 нм.

Результаты оценочного энергетического расчета приведены на рис. 5.7 для случая использования лазера с энергией излучения 1 Дж на длине волны 347,15 нм. Остальные параметры лидара те же, что и в предыдущем случае. При расчете использовалась модель атмосферы для средних широт в летнее время. Изображенный на рис. 5.7 профиль интенсивности рассеяния соответствует одному импульсу излучения лазера с указанной энергией. Как видно, во всем диапазоне высот необходимо проводить накопление сигнала при многократном повторении излучения лазера.

Глава 6. Определение малых газовых составляющих атмосферы

Развитие наземных, а в последующие годы и самолетных лазерных исследований газового состава атмосферы стимулировало изучение возможностей использования с этой целью лазеров, установленных на ИСЗ. Впервые достаточно подробно вопрос об измерениях газовых компонентов в различных слоях атмосферы с КА с помощью лазеров дискутировался на 9-й Международной конференции по лазерной локации атмосферы (1979 г., Мюнхен). Авторами отдельных докладов были представлены проекты программ с использованием КА «Шаттл», включающие 26 типов различных лазерных измерений, в том числе определение распределения натрия, калия, лития, магния, озона, паров воды, окиси азота, атомарного кислорода, гидроксидов, фреонов и других малых газовых составляющих различных слоев атмосферы [112, 131].

В отечественной литературе планируемые на КА измерения газового состава атмосферы обсуждались, например, в монографиях [50, 66]. Со времени публикации этих монографий за последние годы появились новые данные, свидетельствующие о дальнейшем прогрессе в области исследований газовых составляющих атмосферы. Эти новые сведения частично приведены в пп. 6.1—6.3 настоящей главы.

В п. 6.1 и 6.2 рассматриваются последние достижения, полученные при измерениях газовых составляющих методами дифференциального поглощения и резонансного рассеяния. Именно эти методы, с точки зрения авторов, в первую очередь будут использованы при измерениях газовых компонентов из космоса. Расчет потенциала бортового лидарного озонометра на основе эксимерного лазера приведен в п. 6.1.2. Несомненно, что эксимерные лазеры будут все чаще использоваться в лидарных исследованиях атмосферы.

В п. 6.3 приведены некоторые последние данные об использовании флуоресценции для определения газовых составляющих атмосферы. Обращает внимание высокая чувствительность этого метода. Однако достаточно сложная по сравнению с дру-

тими методами техническая реализация бортовой аппаратуры делает пока проблематичным использование флуоресценции для глобальных измерений газовых составляющих атмосферы.

Наконец, в разделе 6.4 рассматривается задача, решение которой необходимо для правильной интерпретации данных измерений газовых составляющих атмосферы.

6.1. Метод дифференциального поглощения

При использовании метода дифференциального поглощения для определения концентрации газовых компонентов сравниваются сигналы обратного рассеяния, приходящие на приемник лидара, в линии и вне линии поглощения исследуемого вещества. Локационный принцип измерений достигается в этом случае за счет отражения от зеркала, уголкового отражателя, топографических объектов или от аэрозоля.

Метод дифференциального поглощения имеет несомненные преимущества по сравнению с другими лидарными методами определения газового состава атмосферы. Сечения поглощения значительно превышают сечения спонтанного комбинационного рассеяния и резонансного рассеяния, в связи с чем эти методы обладают по сравнению с методом дифференциального поглощения значительно меньшей чувствительностью. Использование же резонансного рассеяния, обладающего большей эффективностью взаимодействия лазерного излучения с атомами и молекулами газов, ограничено набором определенных компонентов, резонансного рассеивающих излучение некоторых созданных лазеров. Поскольку зондирование методом дифференциального поглощения проводится на двух близких длинах волн, практически можно не учитывать различие показателей обратного молекулярного и аэрозольного рассеяния, а также и основных аппаратурных параметров (коэффициентов пропускания приемной и передающей оптики, квантовой эффективности фотоприемника и т. п.).

Наконец, созданные и разрабатываемые лазеры в принципе позволяют определять практически все газовые примеси в атмосфере. Естественно, в каждом конкретном случае метод дифференциального поглощения имеет свои ограничения по чувствительности, связанные с концентрацией газов, сечением дифференциального поглощения, протяженностью исследуемой трассы и оптическим состоянием атмосферы.

Развитие метода дифференциального поглощения началось в 70-е годы. Именно в это время были получены данные измерений концентрации NO_2 и SO_2 в приземном слое атмосферы с помощью лазеров на красителях и лазеров на аргоне, C_2H_4 , CO и H_2O — с помощью полупроводниковых лазеров, O_3 , NH_3 , и др. — с помощью лазеров на CO_2 [40].

Дальнейшее развитие метод дифференциального поглощения получил в связи с созданием нового класса лазеров: диодных лазеров и лазеров на эксимерах. Первый тип лазеров позволяет перекрыть спектральный диапазон примерно от 2 до 30 мкм, в котором лежат полосы поглощения таких компонентов, как HCl , H_2CO , CH_4 , CO , CS_2 , CO_2 , O_3 , NO , SO_2 , H_2O , CH_4 , NO_2 , NH_3 , NH_2O , SF_6 , C_2H_4 [66]. Малая выходная мощность диодных лазеров позволяет применять их на сравнительно коротких приземных трассах протяженностью до 1 км и измерять в свободной атмосфере содержание загрязняющих газов на уровне 1—10 млрд⁻¹.

Излучение другого типа эксимерных лазеров лежит в УФ-области спектра и обладает более высокими энергетическими характеристиками.

6.1.1. Возможность использования эксимерных лазеров

Рассмотрим возможность применения наиболее освоенных зарубежной промышленностью эксимерных лазеров, используя максимальные параметры лазеров, приведенных в табл. 6.1.

Таблица 6.1. Параметры эксимерных лазеров [121]

Параметр	Лазер			
	F_2	ArF	KrCl	KrF
Длина волны, нм	157	193	222	249
Энергия в импульсе, мДж	12	500	25	350
Средняя мощность, Вт	1	4	2,5	35
Частота повторения, Гц	100	100	200	100
Фирма	Lumonics TE-861T-4	Lambda Physik EM/200	Lumonic TE TE-861T-4	Questek 2400

Продолжение табл. 6.1

Параметр	Лазер		
	XeCl	XeF	N_2^+
Длина волны, нм	308	350	428
Энергия в импульсе, мДж	200	200	0,1
Средняя мощность, Вт	20	10	—
Частота повторения, Гц	100	100	1000
Фирма	Questek 2400	Tachisto 800X	Quanta-Ray EXC-410

Длины волн 157, 193 и 222 нм практически полностью поглощаются молекулярным кислородом. Длина волны 157 нм лежит в области континуума Шумана—Рунге: для нее сечение поглощения O_2 составляет 10^{-17} см²; длина волны 193 нм лежит в области полос Шумана—Рунге: для нее сечение поглощения равно 10^{-20} см²; длина волны 222 нм лежит в области континуума Герцберга: для нее сечение поглощения примерно $6 \cdot 10^{-24}$ см².

При концентрации молекулярного кислорода в приземном слое воздуха $5,6 \cdot 10^{18}$ см⁻³ пропускание лазерного излучения на трассе 1 км составляет: $\exp(-10^7)$ для 157 нм, $\exp(-10^4)$ для 193 нм, $\exp(-10)$ для 222 нм. Даже не учитывая поглощение в этой области парами воды (сечения поглощения 10^{-18} — 10^{-19} см²), CO_2 (сечение примерно 10^{-19} см²), аэрозолем и т. д., из приведенных оценок следует, что кислород практически полностью поглощает УФ-излучение в области спектра 157—222 нм.

Длина волны 249 нм (KrF) соответствует максимуму поглощения полосы Хартли O_3 . Сечение поглощения озона составляет примерно 10^{-17} см². Практически все поглощающие УФ малые газовые составляющие атмосферы имеют меньшие сечения поглощения. По данным работы [66] сечения поглощения малых газовых примесей для длины волны излучения 250 нм составляют:

Примесь	NH_3	NO	NO_2	N_2O_5	N_2O
Сечение, см ²	$<10^{-23}$	$<10^{-21}$	$\sim 2 \cdot 10^{-20}$	$3,5 \cdot 10^{-19}$	$\sim 10^{-22}$
Примесь	H_2O_2	HNO_3	HO_2NO_2	Cl_2	$ClONO$
Сечение, см ²	$6 \cdot 10^{-20}$	$\sim 2 \cdot 10^{-20}$	$\sim 10^{-19}$	$5 \cdot 10^{-22}$	$1,1 \cdot 10^{-18}$
Примесь	$ClONO_2$	$ClNO_2$	$ClNO$	$HOCl$	
Сечение, см ²	$5,8 \cdot 10^{-19}$	$9,9 \cdot 10^{-19}$	$4,9 \cdot 10^{-19}$	$1,8 \cdot 10^{-19}$	
Примесь	$COCl_2$	$BrONO_2$	CH_3Br	CF_2Br	
Сечение, см ²	$3,7 \cdot 10^{-18}$	$7,8 \cdot 10^{-19}$	$8,5 \cdot 10^{-21}$	$5,4 \cdot 10^{-19}$	
Примесь	$HClO_4$	$ClOO$	ClO	SO_2	
Сечение, см ²	$4 \cdot 10^{-21}$	$1,3 \cdot 10^{-17}$	$3,6 \cdot 10^{-18}$	$\sim 10^{-18}$	

Поэтому применение лазера на KrF возможно для измерений концентрации малых газовых примесей в приземном слое атмосферы в случае, когда концентрация озона меньше содержания исследуемого газового компонента. Примером использования лидара с лазером на KrF служит система для определения концентрации паров воды до высоты 1200 м [117].

Показатель поглощения равен произведению концентрации поглощающего компонента на сечение поглощения. Достаточно изменчивая концентрация озона в приземном слое воздуха (10^{11} — 10^{13} см⁻³) тем не менее значительно превышает кон-

центрации других малых газовых примесей и дает основной вклад в ослабление излучения. Пропускание на трассе 1 км при концентрации озона около 10^{-12} см⁻³ составляет примерно 0,15, т. е. для наземных измерений ослабление излучения с длиной волны 249 нм велико, а определение других поглощающих компонентов из-за выполнения условия $\sigma_{O_3}^0 N_{O_3} > \sigma_k^0 N_k$ невозможно (σ^0 — поперечное сечение, N — концентрация, k — поглощающий компонент).

На длине волны 308 нм (XeCl) сечение поглощения O_3 составляет $1,2 \cdot 10^{-19}$ см² (при $T=229$ К). С этим сечением сравнимо, например, сечение поглощения NO_2 , равное $1,76 \cdot 10^{-19}$ см² (310 нм). Меньшими сечениями обладают H_2O_2 , HNO_3 , N_2O_5 и др., несколько большими — SO_2 . Концентрации SO_2 и NO_2 в приземном слое воздуха промышленных центров либо в специальных выбросах могут превышать концентрацию озона. Однако существуют другие методы (с применением, например, лазеров на красителях), позволяющие измерять концентрацию NO_2 и SO_2 .

Рассмотрим подробнее использование эксимерных лазеров на XeCl для определения концентрации озона.

6.1.2. Измерения озона

Первоначально измерения профиля концентрации атмосферного озона были начаты с помощью лазеров на растворах органических красителей с перестраиваемой частотой излучения [66]. Сложность использования таких лазеров состоит в последовательном преобразовании длин волн лазерного излучения (1060→530→580—630→290—315 нм), в результате чего выходящее лазерное УФ-излучение обладает сравнительно низкими энергетическими характеристиками. Например, в лучшей созданной аппаратуре, позволяющей проводить измерения концентрации O_3 до высот 30 км, энергия излучения лазера на красителе (285—310 нм) составляет 40 мДж при частоте повторения 10 Гц [147]. Такие значения следует, очевидно, считать предельными для указанного типа лазеров.

Поэтому создание лазеров на XeCl с более высокой энергией излучения, частотой повторения импульсов и ресурсом работы быстро привело к разработке и использованию эксимерных лидарных озонометров [164, 174]. Энергия излучения лазера на длине волны 308 нм в лидарах, описание которых приведено в работах [164, 174], составляет 150 мДж при частоте повторения импульсов 100 Гц, расхождение луча сведено к 1 мрад. Например, установленная в Альпах (для исключения поглощения излучения в пределах первых километров от поверхности Земли) аппаратура позволила с 1982 г. производить измерения распределения озона до высоты 50 км.

Таблица 6.2. Основные параметры лида для измерений тропосферного озона [169]

Параметр	Значение	
	ВКР-лазер	ХеСl-лазер
<i>Передатчик</i>		
Длина волны	290,4 нм	308 нм
Энергия в импульсе	2—4 мДж	50—100 мДж
Длительность импульса	2—5 нс	34 нс
Расходимость излучения	1 мрад	2,1 мрад
Частота следования	2 Гц	5 Гц

Продолжение табл. 6.2.

Параметр	Значение
<i>Приемник</i>	
Диаметр оптического телескопа	0,5 м
Угол поля зрения	4,8 мрад
Полоса пропускания фильтра	2,9 нм
Оптическая база	3 м
Фотоумножитель	ЕМ19558-B
Вертикальное разрешение	150 м
Число каналов	1000

Одним из нерешенных вопросов использования лазера для измерений озона является выбор второй длины волны излучения. При измерениях вертикального распределения озона в тропосфере пара зондирующих длин волн излучения, как показано в работе [66], должна лежать в более коротковолновой области спектра. Создание для такой задачи второй длины волны возможно, например, за счет вынужденного комбинационного рассеяния (ВКР) в метане от накачиваемого излучения лазером на КгF. Именно такая система (табл. 6.2) использовалась авторами работы [169] для определения вертикального распределения озона на высотах 4—12 км.

Для измерений в стратосфере при более длинноволновой паре излучение, слабо поглощаемое озоном, генерируется ВКР основного излучения (308 нм) в метане (338 нм), либо в молекулярном водороде (353 нм). Такая схема предпочтительнее еще и по той причине, что не требует второго лазера накачки.

Практически ВКР в этом случае может быть реализовано, например, на установке, описание которой приведено в работе

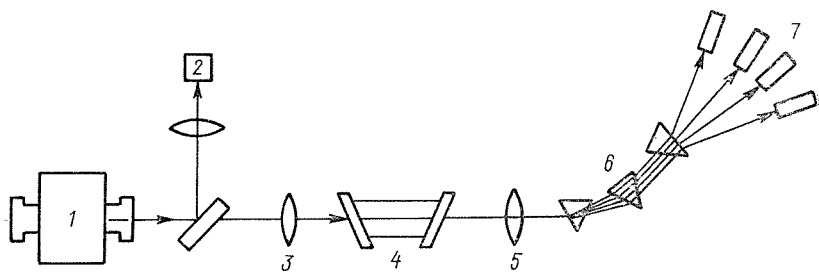


Рис. 6.1. Схема экспериментальной установки ВКР [12].

1 — лазер на XeCl ; 2 и 7 — калориметры; 3 — кварцевая линза (f равны 0,6 либо 2 м); 4 — камера со сжатым водородом; 5 — линза ($f=0,6$ м); 6 — диспергирующая кварцевая система [12].

[12] (рис. 6.1). Лазер 1 на XeCl излучает импульс длительностью 40 нс, расходимость излучения составляет 1—3 мрад. Излучение с помощью кварцевой линзы 3 фокусируется в кювету 4 длиной 1 м из нержавеющей стали со скошенными кварцевыми окнами. Часть энергии накачки для контроля отводится в калориметр 2. Излучение трех стоксовых составляющих (363, 414 и 499 нм), а также прошедшей накачки диспергировалось кварцевой системой 6 в калориметры 7. Давление водорода в камере изменялось в пределах 500—2000 кПа, максимальные значения преобразования указанных стоксовых составляющих при давлении 2000 кПа составляли соответственно 0,33, 0,15 и 0,025.

Для определения возможностей использования эксимерных лазеров в лидарах, измеряющих распределение озона с борта ИСЗ, проведем вычисления для трех длин волн: поглощаемой озоном — 308 нм и опорных — 338 и 353 нм. При этом будем считать эффективность преобразования основного излучения равной 0,15 (338 нм) и 0,3 (353 нм) [12].

Общее пропускание на трассе зондирования $T^2(H)$ суммируется из молекулярного рассеяния $\sigma_m(H)$, аэрозольного рассеяния и поглощения $\sigma_a(H)$ и поглощения газовыми компонентами. Из них в области длин волн 308—353 нм, кроме озона, наиболее интенсивно поглощают излучение двуокись серы и двуокись азота. Таким образом, общее пропускание атмосферы в этом случае можно записать в виде

$$T^2(H) = \exp \left\{ -2 \int_H^{H_0} [\sigma_{m,\lambda}(h) + \sigma_{a,\lambda}(h) + \alpha_{\text{O}_3,\lambda}(h) + \alpha_{\text{NO}_2,\lambda}(h) + \alpha_{\text{SO}_2,\lambda}(h)] dh \right\}. \quad (6.1)$$

Таблица 6.3. Сечения молекулярного рассеяния для трех длин волн излучения лазера

λ нм	σ_M^0 см ² · 10 ²⁶	$\sigma_{\pi M}^0$ см ² · ср ⁻¹ 10 ²⁷
308	5,22	6,26
338	3,60	4,32
353	3,02	3,62

Величина $\sigma_{M,\lambda}(h) = \rho(h) \sigma_M^0(\lambda)$, где $\rho(h)$ — число молекул и атомов в единице объема на высоте h , $\sigma_M^0(\lambda)$ — поперечное сечение молекулярного рассеяния. В табл. 6.3 приведены значения общих и обратных поперечных сечений молекулярного рассеяния, используемые в расчетах.

Далее, при вычислениях величин $\sigma_{a,\lambda}(h)$ были использованы таблицы, приведенные в работе [72]. В этой работе данные в самой коротковолновой области спектра приведены для $\lambda = 347,1$ нм. Для пересчета величин $\sigma_{a,\lambda}(h)$ при длине волны 308 нм использовалась зависимость $\sigma_{a,308}(h) \simeq \sigma_{a,347}(h) \frac{347}{308} \approx 1,1 \sigma_{a,347}(h)$, рекомендованная, например, авторами работы [144]. Естественно, что принятая в [72] модель и пересчет при изменении длины волны являются в некоторой мере оценочными, однако порядок получаемых величины в одном из сомножителей выражения (6.1) достаточно верно отражает оптические свойства атмосферного аэрозоля в указанной области спектра.

Необходимые далее значения распределения концентрации озона в диапазоне высот 2—74 км были взяты из среднеширотной модели [141]; распределения SO₂ и NO₂ и их поперечные сечения — по данным монографии [66]; значения $\rho(h)$ — по таблицам стандартной атмосферы. Поперечные сечения $\sigma_{O_3}^0$ поглощения O₃, используемые в расчетах, были выбраны из уточненных данных Басса и Паура [2] при температуре атмосферы 218 К (средняя температура озоносферы): $1,174 \cdot 10^{-19}$ см² для длины волны 308 нм, $1,31 \cdot 10^{-21}$ см² для 338 нм и $2,4 \times 10^{-22}$ см² для 353 нм.

Результаты проведенных вычислений распределения величины $T^2(H, \lambda)$ в диапазоне высот от 350 км (выбранная высота полета ИСЗ) до нижних слоев тропосферы при зондировании с КА (↓) и поверхности Земли (↑) приведены на рис. 6.2. Расчет при зондировании с Земли может быть полезен для оценки потенциала лидаров в постановке подспутниковых экспериментов. При распространении лазерного излучения с длиной волны 308 нм с борта ИСЗ вниз пропускание уменьшается.

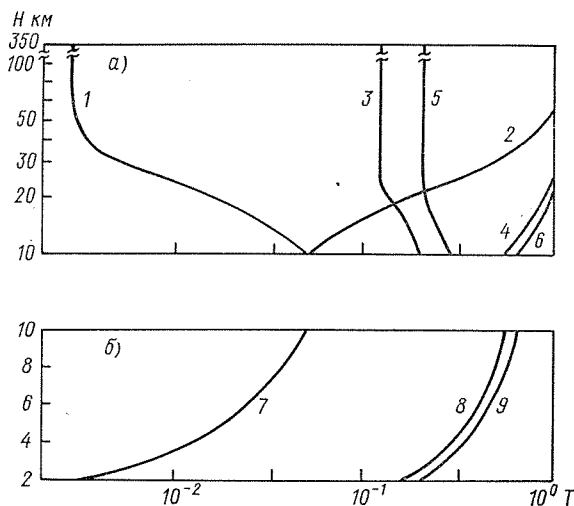


Рис. 6.2. Профили пропускания атмосферы в диапазоне высот 10—350 км (а) и 2—10 км (б) при зондировании вверх (↑) и вниз (↓) на разных λ .
 Кривая 1 2 3 4 5 6 7 8 9
 λ нм 308 (↑) 308 (↓) 338 (↑) 338 (↓) 353 (↑) 353 (↓) 308 (↓) 338 (↓) 353 (↓)

Оно составляет: 0,93 на высоте 50 км, 0,53 на 30 км, 0,28 на 24 км, 0,16 на 20 км, 0,08 на 14 км и $3 \cdot 10^{-3}$ на 2 км.

При распространении излучения вертикально вверх пропускание T^2 (308 нм) также уменьшается. Оно составляет 0,052 на высоте 10 км, 0,016 на 20 км, $5 \cdot 10^{-3}$ на 30 км, $2,8 \cdot 10^{-3}$ на 50 км и выше практически не изменяется.

За счет меньшего поглощения озоном пропускание на опорных длинах волн изменяется слабее. Например, при зондировании вниз значения T^2 до 30 км примерно равны единице; на 20 км пропускание равно 0,89 для длины волны 338 нм и 0,94 для 353 нм; на 10 км пропускание равно 0,57 для 338 нм и 0,64 для 353 нм и т. д.

Перейдем теперь непосредственно к вычислению распределения профиля сигналов обратного рассеяния. Молекулярная и аэрозольная модель атмосферы выбраны прежними, как и при расчетах пропускания, а величина индикатрисы аэрозольного рассеяния назад считалась равной 0,1.

При вычислениях были выбраны следующие реальные параметры лидара, установленного на ИСЗ: энергия излучения 50 мДж на 308 нм, коэффициенты преобразования при ВКР 0,15 (338 нм) и 0,3 (353 нм), диаметр приемной антенны 0,3 м, коэффициенты пропускания приемной и передающей оптических

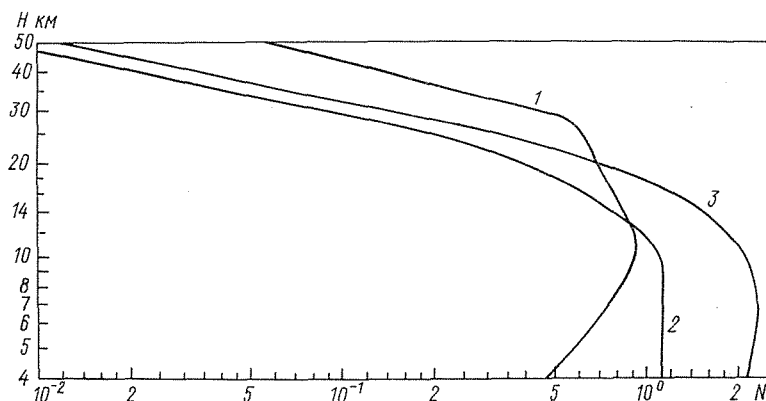


Рис. 6.3. Профили сигналов обратного рассеяния при вертикальном зондировании с высоты 350 км на длинах волн 308 нм (1), 338 нм (2) и 353 нм (3).

антенн 0,8 интерференционного фильтра 0,3, квантовая эффективность ФЭУ 0,2.

На рис. 6.3 показано распределение сигнала обратного рассеяния за один импульс для трех длин волн в тропосфере и стратосфере при зондировании с 350 км. Пространственное вертикальное разрешение $\Delta H = 2$ км.

Исходя из приведенных результатов расчетов, можно оценить возможности использования лидарного эксимерного озонметра на борту ИСЗ. Например, необходимо провести измерения концентрации озона с погрешностью 10 % в слое атмосферы 19—21 км. Для оценки погрешности определения концентрации озона N_{O_3} [66] воспользуемся выражением

$$\delta_{O_3} = \frac{\sqrt{\sum_{j=1}^2 \left\{ \left[\frac{\Delta N_{\lambda_j}(H_i)}{N_{\lambda_j}(H_i)} \right]^2 + \left[\frac{\Delta N_{\lambda_j}(H_{i+1})}{N_{\lambda_j}(H_{i+1})} \right]^2 \right\}}}{2N_{O_3}(\Delta H_k) \Delta \sigma_{O_3, \lambda} \Delta H_k}, \quad (6.2)$$

где N_{O_3} — концентрация озона в слое ΔH_k (в данном случае $\Delta H_k = 2$ км), $\Delta \sigma_{O_3, \lambda}$ — дифференциальное сечение поглощения озона ($\sim 1,2 \cdot 10^{-19}$ см²). Тогда, для приведенных выше параметров лидара необходимо $2 \cdot 10^4$ импульсов лазера, что при частоте повторения 100 Гц потребует время накопления сигнала 200 с. При этом пространственное разрешение по горизонтали на 20 км составляет около 1500 км.

Важным является и ресурс работы эксимерного лазера. При среднем ресурсе 10^6 импульсов и для приведенных параметров аппаратуры и погрешностей измерений можно произ-

вести всего 50 измерений. Увеличение энергии излучения лазера от 50 до 200 мДж, диаметра приемной оптической антенны до 0,6 м и ресурса лазера до 10^7 уже позволяет произвести до $8 \cdot 10^3$ измерений с заданной погрешностью 10 %.

Таким образом, данные вычислений свидетельствуют о перспективности метода глобальной лидарной озонотрии с применением эксимерного лазера с уже достигнутыми характеристиками. Подобная система должна использоваться на низкоорбитальных ИСЗ с операторами, что позволит сделать измерения распределения озона долговременными (возможность увеличения ресурса лазера за счет смены элементов излучателя и т. п.).

6.2. Метод резонансного рассеяния

Резонансное рассеяние [40, 66] обладает высокой эффективностью взаимодействия (табл. 6.4), и поэтому оно использовалось для определения некоторых параметров верхней атмосферы при наземном лазерном зондировании.

Сечения резонансного рассеяния зависят от соотношения полуширин линий: естественной $\Delta\nu_e$, доплеровской $\Delta\nu$ и упругих столкновений $\Delta\nu_{y.c.}$. В стратосфере и выше выполняется соотношение $\Delta\nu_d \gg \Delta\nu_e \gg \Delta\nu_{y.c.}$, в тропосфере $\Delta\nu_{y.c.} \gg \Delta\nu_e \gg \Delta\nu_d$. В табл. 6.4 приведены поперечные сечения резонансного рассеяния для некоторых атмосферных составляющих. Разброс величин поперечных сечений объясняется сложностью вычисления матричных элементов переходов атомов и молекул для составляющей дипольного момента на направление поляризации падающей и рассеянной волн. Поэтому авторы, вычисляющие поперечные сечения резонансного рассеяния, используют различные приближенные выражения.

Сведения о сечениях резонансного рассеяния, приведенные в табл. 6.4, свидетельствуют о больших возможностях метода для определения концентрации различных атмосферных составляющих. Однако в настоящее время этим методом детально исследуется натрий, повышенное содержание которого (10^3 — 10^4 см $^{-3}$) наблюдается на высотах 80—100 км. Незначительное время жизни в возбужденном состоянии (порядка 10^{-8} с) практически исключает возможность тушения возбуждения на указанных высотах, а излучение лазеров на родамине (достаточно простых, надежных и обладающих сравнительно высокой энергией излучения) резонансно рассеивается на атомах натрия.

Лазерное зондирование натрия ставит целью не только определение пространственно-временного распределения этого компонента. Связь образования натрия с поступлением космической пылевой материи, определение температуры атмосферы по

Таблица 6.4. Поперечные сечения резонансного рассеяния для угла рассеяния π

Составляющая атмосферы	Длина волны, нм	ТК	σ^0 см ² ·ср ⁻¹
Na	589	300	$9,8 \cdot 10^{-13}$
		166	$1,2 \cdot 10^{-12}$
		200	$6,1 \cdot 10^{-13}$
K	589,6	166	$6,6 \cdot 10^{-13}$
		300	$1,7 \cdot 10^{-12}$
	766,5	166	$3,0 \cdot 10^{-12}$
		200	$1,1 \cdot 10^{-12}$
		166	$1,7 \cdot 10^{-12}$
Hg	769,9	200	$5,7 \cdot 10^{-13}$
		300	$5,1 \cdot 10^{-14}$
		300	$3,5 \cdot 10^{-15}$
Cd	326,1	300	$1,5 \cdot 10^{-13}$
	228,8	300	$5,7 \cdot 10^{-13}$
Pb	283,3	300	$4,2 \cdot 10^{-13}$
Li	670,8	200	$8,2 \cdot 10^{-13}$
Mg	285,2	200	$1,6 \cdot 10^{-12}$
Ca	422,7	200	$5,7 \cdot 10^{-13}$
Ca ⁺	393,4	200	$2,8 \cdot 10^{-13}$
Ba	396,6	200	$3,0 \cdot 10^{-12}$
	553,6	200	$1,3 \cdot 10^{-12}$
Ba ⁺	455,4	200	$7,9 \cdot 10^{-14}$
Al	394,4	200	$3,7 \cdot 10^{-13}$
Fe	372,0	200	$1,2 \cdot 10^{-12}$
Cs	361,2	200	$5,8 \cdot 10^{-13}$
N	821,6	166	$1,8 \cdot 10^{-14}$
N	493,5	166	$8,8 \cdot 10^{-13}$
O	777,5	166	$3,4 \cdot 10^{-15}$
	436,8	166	$5,9 \cdot 10^{-23}$
	297,2	200	$1,59 \cdot 10^{-13}$
He	1083,0	—	$8,0 \cdot 10^{-15}$
	388,9	—	$6,0 \cdot 10^{-18}$
N ₂ (0,0)	1051,0	260	$3,2 \cdot 10^{-17}$
N ₂ (1,0)	885,0	—	$4,2 \cdot 10^{-13}$
N ₂ (2,0)	748,4	166	$3,0 \cdot 10^{-13}$
N ₂ (3,0)	682,4	166	$3,5 \cdot 10^{-14}$
N ₂ ⁺ (0,0)	391,4	166	$3,4 \cdot 10^{-17}$
N ₂ ⁺ (0,0)	391,4	260*	$1,2 \cdot 10^{-14}$
N ₂ ⁺ (1,0)	358,2	166	$3,1 \cdot 10^{-13}$
N ₂ ⁺ (3,0)	687,2	166	$3,8 \cdot 10^{-17}$
N ₂ ⁺ (1,0)	918,0	260*	$\sim 10^{-14}$
NO	868,3	166	$\sim 10^{-14}$
NO	789,8	166	

Примечание. В скобках для молекул даны колебательные квантовые числа v' , v'' ; звездочкой отмечены случаи для $\Delta\lambda_{\text{л}} = 1$ нм.

Таблица 6.5. Параметры лидара, используемого для зондирования натрия в мезосфере [137]

Параметр	Значение
<i>Передачик</i>	
Длина волны излучения	589,0 нм
Энергия излучения	1,0 Дж
Спектральная ширина	8,5 пм
Длительность импульса	3 мкс
Частота повторения	0,25 Гц
Расходимость луча после передающей антенны	0,5 мрад
<i>Приемник</i>	
Диаметр телескопа	0,41 м
Площадь зеркала	0,13 м ²
Угол поля зрения	3 мрад
Спектральная ширина фильтра	0,5 нм

спектральной полуширине линии резонансного рассеяния, оценки горизонтальной скорости ветра при локации в трех разнесенных точках — это далеко не полный перечень всей информации, полученной в проведенных экспериментах.

В табл. 6.5 приведены основные характеристики одного из последних лидаров, используемых для зондирования натрия, а рис. 6.4 иллюстрирует вариации натрия, наблюдаемые в столбе атмосферы и кривые равной концентрации на высотах 80—100 км.

Подсчитаем число фотоэлектронов в сигнале обратного рассеяния при зондировании натрия в мезосфере с ИСЗ ($H_0 = 350$ км). При энергии излучения в импульсе 1 Дж ($\sim 3 \cdot 10^{18}$ фотонов), значениях $K_1 = 0,8$, $K_2 = 0,8$, $K_\phi = 0,3$, $\eta = 0,1$, $\Delta H = 1$ км, диаметре приемной антенны 0,3 м, $\sigma_p^0 = 3 \cdot 10^{-12}$ см², получим, что с высот 80—100 км в одном импульсе число детектируемых фотоэлектронов лежит в пределах 2—10. Следовательно, при частоте импульсов лазера 1 Гц за 100 с детектируемый сигнал составит сотни фотоэлектронов. Таким образом, определение распределения концентрации натрия с низкоорбитальных ИСЗ является уже сейчас реальным, и созданная наземная аппаратура при соответствующей технической доработке может быть использована для глобальных измерений в мезосфере.

Следующим после натрия атмосферным компонентом, содержание которого было определено методом резонансного рассеяния, являются атомы калия [66]. В экспериментах использовалось лазерное излучение с длиной волны 769,9 нм; повышенное содержание калия (до $3 \cdot 10^2$ см⁻³) было зарегистрировано на высотах около 90 км.

Рис. 6.4. Результаты измерений натрия 11—12 февраля 1979 г. [137].

а — изолинии равной концентрации (10^3 см^{-3}) полученные через 1 ч ($\Delta H = 1.2 \text{ км}$); *б* — временные вариации общего содержания натрия (10^{10} см^{-2}) на высотах 80—100 км.

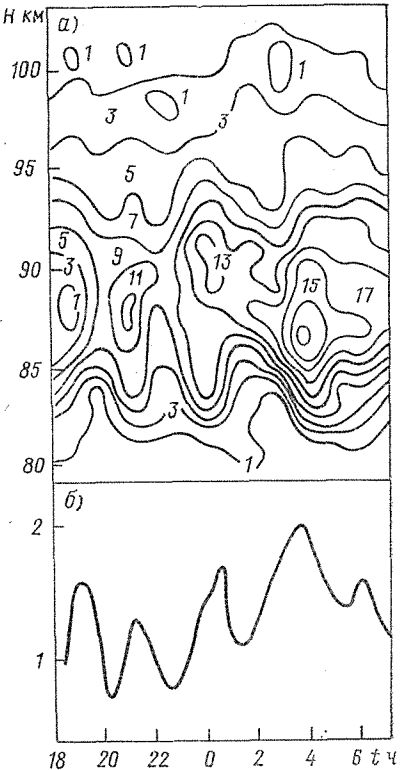
Создание новых лазеров, обладающих сравнительно большой энергией излучения, с длинами волн, указанными в табл. 6.4, позволит определять и другие составляющие верхней атмосферы.

Следует обратить внимание на уникальную возможность резонансного рассеяния — возможность измерений некоторых ионов и возбужденных атомов в верхней атмосфере. При этом чувствительность метода является весьма высокой. Согласно оценкам, проведенным в работе [66], предельно обнаруживаемые концентрации достигают 10^{-8} — 10^{-9} млн $^{-1}$. Например, минимально обнаруживаемая концентрация ионов бария при использовании резонансного рассеяния на длине волны 455,4 нм на высоте 100 км составляет $7 \cdot 10^{-2} \text{ см}^{-3}$.

Перспективным является создание бортовой аппаратуры для определения ионов N_2^+ (первая отрицательная система) и возбужденного кислорода в состоянии $\text{O}_2(a^1\Delta_g)$. Бортовая лидарная аппаратура может быть использована и для измерений содержания атомарного кислорода при резонансном рассеянии на авроральном и трансавроральном переходах кислорода.

Развитие теории, позволяющей интерпретировать данные лазерного зондирования при резонансном рассеянии на матастабильных уровнях, создание аппаратуры, использующей другие типы лазеров, позволят получить важные сведения о фотохимических реакциях в верхней атмосфере. Открываются и возможности контроля искусственно создаваемых заряженных областей, исследования их трансформации, взаимодействия со спорадическими слоями ионосферы.

При глобальных наблюдениях перечисленных компонентов всегда возникнет целый ряд исследовательских задач, требующих определения других газовых составляющих в различных



подспутниковых точках и на разных высотах атмосферы. Поэтому в следующем разделе представляется целесообразным рассмотреть достижения последних лет в области дистанционной лазерной диагностики атмосферных газов.

6.3. Метод флуоресценции

6.3.1. Измерения гидроксила

Радикал гидроксила OH определяет фотохимические источники и стоки CH_4 , H_2 , CO , NO_x , SO_2 и других газовых примесей в атмосфере. Поэтому в последние годы в специальной литературе отмечается повышенный интерес к измерениям концентрации OH .

Одним из интенсивно разрабатываемых методов определения гидроксила являются измерения с помощью флуоресценции, возбужденной лазером. Суть явления состоит в том, что лазер в УФ-области спектра возбуждает переходы $^2\pi(v''=0) \rightarrow ^2\Sigma^+(v'=1)$, а затем наблюдается флуоресценция при переходах $^2\Sigma^+(v'=1) \rightarrow ^2\pi(v''=1)$, детектируемая специальным приемником лидара. В зависимости от длины волны возбуждающего излучения детектируется флуоресцентное излучение на той или иной длине волны. Например, экспериментальная самолетная установка содержала Nd-лазер ($\lambda=530$ нм), служивший для оптической накачки лазера на красителе [172]. Излучение лазера проходило через кристалл, где генерировалась вторая гармоника ($\lambda \sim 282,5$ нм), которая с помощью телескопа Кассегрена направлялась в атмосферу. Флуоресцентная радиация OH ($\lambda \sim 309$ нм), возбужденная в окружающем воздухе, собиралась приемной антенной и направлялась на входную щель спектрометра с решеткой (3600 штрих/мм). Приемником радиации в спектрометре служил фотоумножитель, работавший в режиме счета фотонов. Измерения концентрации OH были проведены в США в конце марта 1979 г. на высотах 10—12 км. Измеренные концентрации составили 10^5 — 10^7 см $^{-3}$.

Другим вариантом лидара для измерений гидроксила является аппаратура, описание которой приведено в работе [126]. Схема лидара приведена на рис. 6.5. Лазер на эксимере служит источником накачки для двухчастотного лазер на красителе. Оба луча лазеров, разделенные на 100 нм специальной задержкой, направляются в атмосферу. Лазер на красителе имеет центральную длину волны излучения 307,995 нм ($\Delta\lambda = 2 \cdot 10^{-4}$ нм), эксимерный лазер — 307,9 и 308,2 нм ($\Delta\lambda \approx 8 \cdot 10^{-2}$ нм). Для контроля стабильности длин волн лазера использована специальная кювета, в которой возбуждается флуоресценция гидроксила.

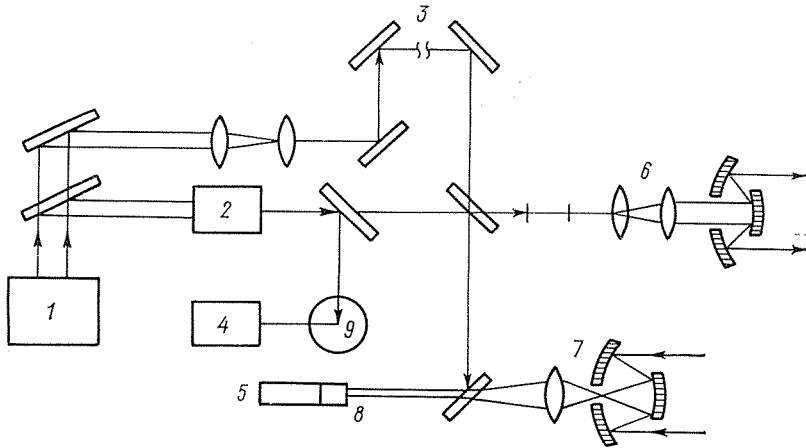
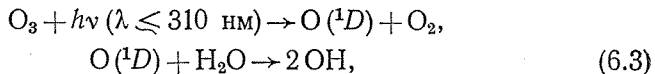


Рис. 6.5. Схема лидара для измерений гидроксида [126].

1 — лазер на XeCl (150 мДж, 308 нм); 2 — лазер на красителе (1 мДж, 308 нм); 3 — устройство задержки; 4 и 5 — фотоумножители; 6 — передающая оптическая антенна; 7 — приемная оптическая антенна; 8 — интерференционный фильтр; 9 — кювета с ОН.

Так как гидроксил частично возникает в атмосфере при фотоллизе озона



важное значение приобретает одновременные измерения озона и гидроксила в стратосфере. С этой целью сотрудниками Годдардского центра космических полетов (НАСА, США) сконструирована лидарная система, предназначенная для установки на воздушном шаре и измерений в стратосфере (на высотах 20—37 км) концентрации озона и гидроксильных радикалов [133]. Были оценены временные колебания концентрации гидроксильных радикалов на высотах 34—27 км. Установлено, что концентрация гидроксила изменяется от 40 (вскоре после полудня) до 5 трлл⁻¹ (спустя 2 ч после захода Солнца). С целью повышения чувствительности аппаратуры до уровня менее 1 трлл⁻¹ предложен ряд усовершенствований, реализация которых позволит производить измерение радикалов гидроксила на высотах 20—30 км.

Специалисты, разрабатывающие метод определения гидроксила с помощью флуоресценции, обращают внимание на сильное разрушающее воздействие УФ-излучения, приводящее к двум основным недостаткам. Во-первых, зондирующий луч способствует распаду атмосферного O₃, в результате чего при

реакции с H_2O образуются новые молекулы OH , и тем самым нарушается его естественная концентрация. Во-вторых, индуцируемый сигнал флуоресценции неразличим в фоновых шумах, имеющих нестатистический характер. В предложенном и реализованном методе [119] применяются два лазера — ИК и УФ-диапазонов. Первый накачивает колебательные уровни OH , а второй ($\lambda \approx 350$ нм) переводит систему в нижележащее колебательное состояние с сопутствующей флуоресценцией на длине волны $\lambda \approx 310$ нм. Подобная последовательная двухфотонная флуоресценция позволяет с большей точностью интерпретировать сигнал обратного рассеяния.

Для определения гидроксила исследуемым методом с борта ИСЗ наиболее целесообразным является разработка передатчика на базе эксимерного лазера.

Одно из преимуществ применения эксимерного XeCl -лазера для диагностики атмосферы состоит в большом числе лазерных импульсов ($>10^6$), которые можно получить от обычного лазера, если применить специальные присадки к газовой смеси. В работе [142] изложены результаты разработки электро-разрядного XeCl -лазера для активного дистанционного контроля радикалов OH в стратосфере при орбите ИСЗ 200 км. Для этого необходима энергия в импульсе около 1 Дж. Такая энергия получена из проточного электро-разрядного лазера высокого давления с активным объемом $1,4 \times 5 \times 77$ см. Длительность лазерного импульса варьировалась от 16 до 20 нс. Настройка лазера на длину волны поглощения радикала OH осуществлялась инжектированием в XeCl -усилитель захватывающей частоты от лазера на красителях. В качестве задающего генератора также использовался непосредственно XeCl -лазер с дисперсионной оптикой. В обоих случаях энергии УФ-излучения достигала 1 Дж при полном к.п.д. 1 %.

6.3.2. Измерения других газовых составляющих

Приведенный выше для измерений гидроксила метод флуоресценции стал разрабатываться и для других малых газовых примесей атмосферы: NO , SO_2 , O , N .

Для окиси азота последовательная двухфотонная индуцированная флуоресценция достигается использованием излучения с длиной волны 226 нм (переход $X^2\Pi \rightarrow A^2\Sigma$) и 1064 нм (переход $A^2\Sigma \rightarrow D^2\Sigma$). В лабораторной установке применены $\text{Nd}:\text{YAG}$ -лазер, излучение которого после удвоителя частоты (532 нм) служит накачкой лазера на красителе [108]. Далее частота излучения снова удваивается и выделяется часть излучения с длиной волны 226 нм. Лазерный луч вводится в камеру, содержащую смесь воздуха и окиси азота; в приемной системе используется двойной монохроматор. Энергия излу-

чения на 226 нм составляет 0,65 мДж, на 1064 нм — 75 мДж. Показано, что чувствительность измерения концентрации NO составляет 0,3 трлн⁻¹ при времени интегрирования 20 мин.

В работе [107] приводятся данные о разработке лабораторного макета прибора, предназначенного для быстрого определения содержания примесей NO и SO₂ в атмосферном воздухе. Прибор регистрировал излучение флуоресценции, возникающей при воздействии на исследуемые молекулы резонансного лазерного излучения (для NO и SO₂ — на длинах волн соответственно 226 и 222 нм). Исползованная лазерная система содержала промышленный импульсный лазер на растворах красителей ($\lambda=577$ нм) для NO с накачкой излучением Nd:YAG-лазера с удвоенной частотой ($\lambda=532$ нм); нелинейный кристалл, в котором генерировалась вторая гармоника излучения лазера на красителе ($\lambda=288$ нм); нелинейный кристалл, в котором эта вторая гармоника смешивалась с излучением Nd-лазера на основной частоте для выделения излучения с длиной волны 226 нм. Для получения длины волны 222 нм, необходимой для возбуждения SO₂, заменялась активная среда в лазере на красителе. Выходная энергия лазерной системы 1 мДж в импульсе, частота повторения 10 Гц. Проточная газовая ячейка изготовлена из стекла и пассивированной нержавеющей стали, изменение содержания NO (или SO₂) в потоке воздуха, проходящем через ячейку, осуществлялось регулированием двух потоков с калиброванным содержанием NO (SO₂).

Для моделирования условий тропосферы в ячейку добавлялись пары воды (парциальное давление H₂O до 3 кПа). Лазерное излучение фокусировалось в ячейке двумя кварцевыми линзами, между которыми расположены узкополосный фильтр ($\Delta\lambda=4$ нм в случае измерений NO и 15 нм — SO₂) и две кюветы с поглотителями, отсекающие коротко- и длинноволновое излучение. Электронная система детектирования излучения флуоресценции работала в режиме накопления сигнала со скоростью 7 фотонов/имп для NO и 55 фотонов/имп для SO₂.

Получено количественное совпадение теоретических и экспериментальных результатов. Предполагается, что на основе разработанного макета прибора будет создана бортовая самолетная установка, с помощью которой можно будет проводить экспресс-анализ проб атмосферного воздуха на различных высотах. Отмечено, что влияние фонового сигнала, обусловленного возможной флуоресценцией других примесей (O₃, C₂ и C₂H₃), мало и не снижает точности измерений концентраций NO и SO₂.

В течение многих лет существовала проблема детектирования атомных сред, находящихся в основном энергетическом состоянии. Методы однофотонного детектирования, такие, например, как метод резонансного рассеяния, оказываются непригод-

ными для измерений, поскольку исследуемые среды в основном непрозрачны в вакуумной УФ-области спектра.

Авторами работы [106] представлена новая методика детектирования атомных сред в основном состоянии, использующая двухфотонное возбуждение лазерного излучения. Причем среда прозрачна на длине волны лазерного излучения. Предложенная схема детектирования применяется для регистрации атомов кислорода и азота. В эксперименте концентрацию атомов О и N, равную примерно 10^{14} см⁻³, получают в микроволновом электрическом разряде с прокачкой газа. При поглощении лазерного УФ-излучения на длинах волн 225 и 211 нм происходит возбуждение переходов соответственно $O(^3P \rightarrow 3p^3P)$ и $N(^4S^0 \rightarrow 3p^4D^0)$. Требуемое УФ-излучение формируется в процессе ВКР в водороде излучения лазера на красителе при генерации антистоксовой компоненты 3-го порядка. Детектируется флуоресценция возбужденных атомов в ближней ИК-области спектра в диапазоне длин волн 845—870 нм. Были измерены сечения двухфотонного поглощения атомов кислорода и азота и определены радиационные времена жизни и скорости тушения возбужденных состояний. Обсуждаемый способ является очень чувствительным при детектировании атомов, так как увеличение энергии лазерного излучения до 1 мДж позволяет детектировать атомы на уровне концентраций примерно 10^{11} см⁻³ в условиях низкого давления.

Метод флуоресценции может быть использован для обнаружения паров ртути — одного из наиболее токсичных загрязнителей атмосферы [156]. В лабораторном эксперименте камера, содержащая атомы Hg в буферном газе, подвергается облучению на длинах волн 253,7 и 283,5 нм (излучение суммарной частоты Nd:YAG-лазера с $\lambda = 1060$ нм и удвоенной частоты лазера на красителе с накачкой Nd:YAG-лазером), соответствующих переходам $6^1S_0 \rightarrow 6^3P_1$ и $6^3P_1 \rightarrow 7^1S_0$. Чувствительность системы обнаружения при нормальных атмосферных условиях взятия проб по предварительным оценкам должна достигать 10^3 см⁻³. Результирующая флуоресценция на длине волны 185 нм оказывается сдвинутой в коротковолновую область спектра. При идеальных условиях взятия проб, т. е. с использованием He и Ar в качестве буферных газов, предельная чувствительность может достигать нескольких атомов на 1 см³.

Предложенный в работе [156] метод был модифицирован и применен авторами работы [103] непосредственно в атмосфере. Энергия излучения лазера в импульсе составила 230 мДж на длине волны 532 нм при частоте повторения импульсов 10 Гц. После прохождения красителя (родамин 6G) энергия излучения стала 100 мДж. Далее излучение с длиной волны 567,06 нм поступало на умножитель частоты на кристалле (КДП), а после

КДП излучение (283,54 нм, 25 мДж) попадало в кювету, заполненную H_2 при давлении 800 кПа. В результате антистоксового перехода генерировалось поглощающее излучение с длиной волны 253,65 нм. Энергия излучения на этой длине волны равна 0,7 мДж. Вне резонанса применялось излучение 253,68 нм. На трассе протяженностью 1 км устанавливался отражатель. Излучение возвращалось назад, поступало на оптическую систему, фотоприемник и систему регистрации. На исследуемой трассе была измерена концентрация паров ртути, которая составила $4 \text{ нг} \cdot \text{м}^{-3}$.

6.4. Статистические аспекты контроля газовых примесей

В предыдущих разделах основное внимание было обращено на измерения газовых компонентов, которые уже в ближайшие годы могут быть реализованы с ИСЗ. Однако развитие лазерной техники, фотоприемников и другой специальной аппаратуры со временем позволит осуществить измерения различных газовых примесей в тропосфере и стратосфере вначале с борта исследовательских самолетов, а затем и с ИСЗ. Применение диодных лазеров среднего ИК-диапазона в диагностике газов [39] для таких составляющих, как NH_3 , SiF_4 , BCl , CF_2Cl_2 и др., параметрических генераторов света (для измерений O_3 , CH_4 , CO , H_2O) [73], дискретно перестраиваемых CO_2 -лазеров (для измерений NH_3 , C_6H_6 , O_3 , CO_2 , H_2O [35], других непрерывных лазеров ИК-диапазона (для измерений CH_4 , NH_4 , NO и др.) [18] требует не только новых технических разработок, но и решения некоторых методических вопросов, в частности учета влияния атмосферной турбулентности и стохастической природы поля концентрации на метод и метрологию измерений. Следуя результатам работы [67], остановимся подробнее на этом вопросе.

При измерениях концентрации $N(x)$ следует иметь в виду, что величина $N(x)$ представляет собой случайное поле. Следовательно, случайным является и поле $I(x)$ — интенсивности излучения лазера на расстоянии x от источника. Выполним расчет средней интенсивности $\langle I(x) \rangle$ (угловые скобки здесь и далее означают усреднение по ансамблю).

В эйкональном приближении напряженность электрического поля имеет вид

$$E(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{E}(0, \omega) e^{-i\omega t + i \frac{\omega}{c} \int_0^x n(x, \omega) dx} d\omega, \quad (6.4)$$

где $n(x, \omega) = n_1(x, \omega) + i n_2(x, \omega)$ — комплексный показатель пре-

ломления: $E(0, \omega)$ — спектральный компонент излучаемого электрического поля, c — скорость света в воздухе. Начальное условие зададим в виде $\langle E(0, \omega_1) \tilde{E}^*(0, \omega_2) \rangle = G(\omega_1) \delta(\omega_1 - \omega_2)$, а энергетический спектр зондирующего излучения — в виде $G(\omega) = I_0 \delta(\omega - \omega_1) + I_a \delta(\omega - \omega_a)$, причем линия ω_0 лежит вне контура поглощения (т. е. $n_2(\omega_0 x) \equiv 0$), а ω_a — в контуре.

Тогда корреляционная функция поля на расстоянии x от источника имеет вид

$$B(x, \tau) = \langle E(x, t) E^*(xt + \tau) \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} G(0, \omega) e^{i\omega\tau} \langle \exp \left(-\frac{2\omega}{c} \int_0^x n_2(\omega, x) dx \right) \rangle d\omega. \quad (6.5)$$

При вычислении в формуле (6.5) использована независимость флуктуаций поля источника излучения и мнимой части показателя преломления. (Мнимая часть показателя преломления представляет собой случайную величину, так как $n_2(\omega, x) = \frac{c}{\omega} N(x) G_a(\omega)$, где $\sigma_a(\omega)$ — сечение поглощения контролируемого газа). Из формулы (6.5) следует, что средняя интенсивность

$$\langle I(x) \rangle = B(x, 0) = I_0 + I_a \langle \exp \left(-2\sigma_a(\omega) \int_0^x N(x) dx \right) \rangle. \quad (6.6)$$

Закон Бугера следует из выражения (6.6), если поле является регулярным, т. е. операции усреднения и вычисления экспоненты перестановочны. Если поле $N(x)$ является случайным, то эти операции неперестановочны. Чтобы оценить, насколько стохастический характер поля $N(x)$ приводит к отклонению от закона Бугера, предполагаем, что длина трассы x существенно превышает радиус корреляции поля концентрации контролируемого газа r_c . Тогда, согласно центральной предельной теореме, величина $\int_0^x N(x) dx$ является гауссовой и можно воспользоваться соотношением

$$\langle e^z \rangle = e^{\langle z \rangle + \frac{1}{2} \sigma_z^2}, \quad (6.7)$$

где z — гауссова случайная величина, а σ_z^2 ее дисперсия. Из формулы (6.6) следует:

$$\langle I(x) \rangle = I_0 + I_a \exp \times \left(-2\sigma_a(\omega_a) \langle N \rangle x + 2\sigma_a^2 \int_0^x \int_0^x \langle \tilde{N}(x) \tilde{N}(y) \rangle dx dy \right). \quad (6.8)$$

Вводя корреляционную функцию $\psi(x-y) = \langle \tilde{N}(x) \tilde{N}(y) \rangle$, где $N(x) = \tilde{N}(x) - \langle N \rangle$, получим после замены переменных в двойном интеграле

$$\int_0^x \int_0^x \langle \tilde{N}(x) \tilde{N}(y) \rangle dx dy = 2 \int_0^x \psi(y) (x-y) dy \quad (6.9)$$

или

$$\begin{aligned} \langle I(x) \rangle &= I_0 + I_a \exp \times \\ &\times \left(-2 \langle N \rangle \sigma_a x + 4 \sigma_a^2 x \int_0^x \psi(y) \left(1 - \frac{y}{x} \right) dy \right). \end{aligned} \quad (6.10)$$

С учетом условия $x \gg r_c$ вторым слагаемым под знаком интеграла можно пренебречь и используя оценку

$$\int_0^x \psi(y) dy = \sigma_N^2 r_c \quad (6.11)$$

формулу (6.9) можно переписать в виде

$$\langle I(x) \rangle = I_0 + I_a \exp \left(-2 \langle N \rangle \sigma_a x \left(1 - 2 \frac{\sigma_a \sigma_N^2 r_c}{\langle N \rangle} \right) \right). \quad (6.12)$$

Из соотношения (6.12) следует, что при определении средней концентрации методом дифференциального поглощения относительная погрешность

$$\varepsilon_N = 2 \frac{\sigma_a \sigma_N^2 r_c}{\langle N \rangle} \quad (6.13)$$

и реальное значение $\langle N \rangle$ превысит измеренное. Так как на практике $2 \langle N \rangle \sigma_a x \sim 1$ *, то формулу (6.13) удобно переписать

$$\varepsilon_N \propto \mu^2 \frac{r_c}{x}, \quad (6.14)$$

где $\mu^2 = \sigma_N^2 / \langle N \rangle^2$ — относительная дисперсия концентрации.

* Если $2 \langle N \rangle \sigma_a x \ll 1$, то ослабление по трассе мало и, следовательно, велика погрешность его измерения, а если $2 \langle N \rangle \sigma_a x \gg 1$, то ослабление очень велико и, следовательно, мало отношение сигнал/шум в измерительном канале.

Казалось бы, условие $r_c/x \ll 1$, которое использовалось при выводе соотношения (6.14), гарантирует малость относительной погрешности, вносимой в измерение средней концентрации $\langle N \rangle$ стохастической природой $N(x)$, но, вообще говоря, это не так. Дело в том, что в типичных условиях измерения антропогенных загрязнений $\mu \gg 1$. Это обуславливает необходимость более корректного учета эффекта, рассмотренного выше, чем это было принято до сих пор. Для устранения указанной погрешности при определении средней концентрации можно рекомендовать вместо формулы

$$\langle N \rangle = \frac{1}{2\sigma_a x} \ln \frac{I_a \langle I_0(x) \rangle}{I_0 \langle I_a(x) \rangle}, \quad (6.15)$$

где $I_0(x)$ и $I_a(x)$ — регистрируемые интенсивности на частотах ω_0 и ω_a , использовать формулу

$$\langle N \rangle = \frac{1}{2\sigma_a x} \left\langle \ln \frac{I_a I_0(x)}{I_0 I_a(x)} \right\rangle. \quad (6.16)$$

Однако практическое применение формулы (6.16) связано с реализацией логарифмического отклика канала регистрации, что создает серьезные технические трудности при аналоговой реализации нелинейных операций.

Ранее при рассмотрении зондирования приземной трассы падающая волна предполагалась пространственно неограниченной. Это было сделано для того, чтобы выделить в чистом виде эффекты, обусловленные непрерывностью операций вычисления бугеровской экспоненты и статистического усреднения. Однако на практике при лазерном контроле газовых загрязнений предполагается использование пространственно ограниченного пучка. Поглощающая среда представляет собой по отношению к такому пучку пространственно-распределенный амплитудный экран, дифракция на котором приводит к дополнительному уширению пучка. Если приемная апертура (или отражатель) не перекрывает зондирующий пучок полностью, то это вызывает дополнительные (по отношению к бугеровским) потери энергии на частоте ω_a и, следовательно, завышение измеренных значений $\langle N \rangle$ по отношению к истинным. Здесь важно отметить, что упомянутый эффект (адсорбтивное уширение) вызван дифракцией на пространственно-распределенном фазовом экране, который обусловлен турбулентными пульсациями показателя преломления атмосферного воздуха. Турбулентное уширение пучка — хорошо известный и давно описанный эффект, и мы рассмотрим адсорбтивное уширение по аналогии с ним в приближении марковского процесса.

Уравнение для функции взаимной корреляции $\Gamma_2(x, \vec{\rho}_1, \vec{\rho}_2) = \langle E(x, \vec{\rho}_1) \cdot E^*(x, \vec{\rho}_2) \rangle$ лазерного пучка в турбулентной атмосфере, где $\vec{\rho}, \vec{\rho}$ — координаты в плоскости наблюдения, имеет вид

$$2ik \frac{\partial \Gamma}{\partial x} + (\Delta_1 - \Delta_2) \Gamma + \frac{ik^3}{3} D_1(\rho_1 - \rho_2) \Gamma = 0. \quad (6.17)$$

Здесь

$$D_1(\vec{\rho}) = 2\pi \int \Phi_{\varepsilon_1}(\kappa) (1 - e^{i\vec{\kappa} \cdot \vec{\rho}}) d\kappa, \quad (6.18)$$

где $\Phi_{\varepsilon_1}(\kappa)$ — энергетический спектр турбулентных пульсаций, диэлектрической проницаемости; $k = \omega/c$.

Распределение средней интенсивности $\langle I(x, \vec{\rho}) \rangle$ в поперечном сечении пучка связано с $\Gamma(x, \vec{\rho}_1, \vec{\rho}_2)$ соотношением

$$\langle I(x, \vec{\rho}) \rangle = \Gamma(x, \vec{\rho}_1, \vec{\rho}_2). \quad (6.19)$$

Дословно повторяя этот вывод для диэлектрической проницаемости вида $\varepsilon = 1 + \tilde{\varepsilon}_1 + i\langle \varepsilon_2 \rangle + \tilde{\varepsilon}_2$ в предположении статистической независимости полей турбулентных пульсаций температуры и концентрации загрязняющих газов (т. е. $2\langle N \rangle$), получим уравнение

$$2ik \frac{\partial \Gamma}{\partial x} + (\Delta_1 - \Delta_2) \Gamma + \frac{k^2}{4} [D_1(\vec{\rho}_1 - \vec{\rho}_2) + D_2(\vec{\rho}_2 - \vec{\rho}_1)] \Gamma + 2ik^2 \left(\langle \varepsilon_2 \rangle - \frac{k}{2} \sigma_2^2 r_c \right) \Gamma = 0, \quad (6.20)$$

где $\sigma_2^2 = \langle \tilde{\varepsilon}_2^2 \rangle$, а D_1 и D_2 связаны с энергетическими спектрами полей $\tilde{\varepsilon}_1$ и $\tilde{\varepsilon}_2$ соотношением вида (6.20).

Уравнение (6.20), так же как и (6.17), интегрируется в квадратурах, но для наших полей решение можно не выписывать.

Замена $\Gamma = e^{-k^2 \left(\langle \varepsilon \rangle + \frac{k}{2} \sigma_2^2 r_c \right) \hat{\Gamma}}$ приводит уравнение (6.20) к виду (6.17) (с точностью до соответствия $D_1 \rightarrow D + D_2$) и показывает, что последний член в уравнении (6.20) описывает эффект, рассмотренный в п. 6.3. Появление в уравнении для $\hat{\Gamma}$ члена $\frac{k^2}{4} D(\vec{\rho}_2 - \vec{\rho}_1) \hat{\Gamma}$ приводит к дополнительному уширению зонди-

рующего пучка. В самом деле, характерный размер пучка R_{10} определяемый из соотношения

$$R_{10}^2(x) = \frac{\int \rho^2 \langle I(x, \vec{\rho}) \rangle d\vec{\rho}}{\int \langle I(y, \rho) \rangle d\rho}, \quad (6.21)$$

связан с характеристиками трассы соотношением

$$R_{10}^2(x) = R_0^2(x) + \frac{\ddot{D}_1(0) + \ddot{D}_2(0)}{6} x^3, \quad (6.22)$$

где $R_0(x)$ — гауссова полуширина пучка при распространении в однородной среде. Из выражения (6.22) видно, что пучок излучения на частоте ω_a испытывает большее уширение, чем на частоте ω_0 , что приводит к дополнительным потерям энергии. Если этот эффект не учитывать, то измеренные значения $\langle N \rangle$ будут превышать истинные. Чтобы количественно оценить дополнительное уширение пучка, можно воспользоваться соотношением

$$\ddot{D}(0) \sim \sigma_2^2/l_0, \quad (6.23)$$

где l_0 — внутренний масштаб корреляции поля концентрации поглощающего газа.

Тогда с учетом уже использовавшейся оценки $2\langle N \rangle \sigma_a x \sim 1$ получим

$$\Delta R_{10}^2 \sim \frac{n^2}{k^2} \frac{x}{l_0}, \quad (6.24)$$

где ΔR_{10}^2 — дополнительное уширение пучка на частоте ω_a .

Из формулы (6.24) следует, что обсуждаемый эффект становится значимым при измерениях на протяженных трассах с сильными локальными неоднородностями контролируемой примеси при условии использования для зондирования сфокусированных пучков и при сравнительно слабой турбулентности.

6.5. Общие замечания

Технические требования к лидарам космического базирования для определения газового состава атмосферы должны рассматриваться в каждом конкретном случае. Однако некоторые общие замечания по этому вопросу необходимо сделать.

Наиболее реальным, как уже отмечалось, является определение озона и натрия. Для измерения озона следует применять

лазеры на эксимерах, а для измерения натрия — на красителях. Приведенные расчеты показывают, что при энергии примерно 1 Дж и диаметре приемной оптической антенны около 1 м возможно надежное детектирование сигнала обратного рассеяния, позволяющее определить указанные компоненты. Энергия излучения 1 Дж достижима уже сейчас для лазеров на ХеСl и органических красителях.

Следующими важными параметрами лазеров являются частота повторения импульсов и ресурс работы. Частота повторения импульсов определяет время накопления сигнала обратного рассеяния с необходимой статистической погрешностью и тем самым пространственное разрешение по горизонтали при выбранном вертикальном строб-импульсе. Частота посылок импульсов эксимерных лазеров достигает сотен герц, в то время как для лазеров на красителях при энергии излучения примерно 1 Дж эта величина изменяется от долей до единиц герц.

Ресурс работы лазера определяет время работы лидара на орбите ИСЗ. При ресурсе лазера, равном примерно 10^6 вспышек, время работы системы, зависящее от конкретных наблюдений, будет сравнительно небольшим (порядка нескольких месяцев). Поэтому в настоящее время целесообразны эксперименты на ИСЗ с операторами, которые смогут заменить излучатель либо его отдельные элементы.

Заключение

В современных условиях научно-технической революции контроль природной среды является одной из самых актуальных проблем. Если сравнительно недавно эта проблема носила чисто исследовательский характер, то теперь она приобрела социальное, общегосударственное и общемировое значение. За последние десятилетия в результате антропогенной деятельности произошло опасное для природы нашей планеты загрязнение атмосферы, Мирового океана, озер, рек и почвы. Все это требует надежных способов предохранения природной среды от чрезмерных экологических нагрузок и надежных методов прогноза ее будущего состояния.

В данной ситуации особенно необходимой является объективная информация о фактическом состоянии биосферы, основанная на системе наблюдений, позволяющих в том числе выделить и изменения, происходящие под влиянием человеческой деятельности. Такая система наблюдений, названная чл.-корр. АН СССР Ю. А. Израэлем мониторингом, призвана решать самые различные задачи, конечной целью которых является оценка изменений и тенденций изменений земной биосферы.

Например, существует много различных причин возможного изменения климата: изменение радиационного баланса атмосферы из-за роста содержания аэрозоля, углекислого газа; изменение альбедо; перенос галогеноуглеводородов и других газов в стратосферу; появление нефтяных пленок в океане, нарушающих энерго- и газообмен между океаном и атмосферой, возрастающее использование человеком различных видов энергии, приводящее к прямому нагреву тропосферы. Чтобы учесть перечисленные и другие факторы и далее предсказать возможные изменения климата и предпринять корректирующие действия необходимо создать соответствующие математические модели. Разработка таких моделей требует многочисленных, постоянных сведений о самых различных характеристиках природной среды, расширения арсенала существующих средств контроля.

Аналогичная проблема возникает и при прогнозировании изменений озоносферы за счет проникновения химических веществ из приземного слоя воздуха в более высокие слои атмосферы, действия высотных самолетов, возвращаемых космических аппаратов.

Существующие методы и приборы для определения параметров атмосферы, Мирового океана, подстилающих поверхностей никак не могут в полной мере удовлетворить все возрастающие потребности специалистов. Совершенно очевидна и необходимость глобальных наблюдений природной среды, что стало возможным с развитием космической техники.

Авторы книги ограничились одним аспектом: возможностью применения лазерного зондирования атмосферы для определения ее параметров с ИСЗ. Конечно, глубоким заблуждением является мнение, что с использованием лазерных космических методов все проблемы изучения многообразных атмосферных процессов будут решены. И здесь дело не только в технической сложности лазерной аппаратуры, но и в некоторых случаях в принципиальной невозможности получения интересующей информации. Впрочем, преимущества и недостатки методов лазерного зондирования атмосферы уже не раз дискутировались в специальной литературе.

Что нужно, чтобы ускорить исследования атмосферы лидами с ИСЗ? Создать необходимую элементную базу лидаров, обладающую высокими надежностью и ресурсом работы; расширить возможности энергопотребления на борту ИСЗ; разработать более эффективные методы солнечной накачки лазеров. По сути дела, космическое лазерное зондирование атмосферы требует, прежде всего, решения чисто технических проблем, так как методику измерений можно считать отработанной в результате обстоятельных теоретических исследований, а также наземных и самолетных экспериментов.

Около пятнадцати лет назад акад. В. Е. Зуев писал: «Использование лазеров в атмосфере еще только начинается. Оно в значительной степени зависит от состояния проблемы распространения лазерного излучения в атмосфере и от того, насколько быстро имеющиеся знания станут достоянием широкого круга людей, призванных решать вопросы практического использования лазеров в различных устройствах, предназначенных для работы в атмосфере.»¹ Сегодня благодаря плодотворной работе руководимого Зуевым коллектива Института оптики атмосферы и коллективов Центральной аэрологической обсерватории

¹ Зуев В. Е. Лазер покоряет небо. Новосибирск: Зап.-Сиб. книжное изд-во, 1972, с. 16.

рии, Института общей физики АН СССР, Института прикладной геофизики им. акад. Федорова Е. К., Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, Московского государственного университета, Института физики АН БССР и других организаций, а также благодаря исследованиям зарубежных коллег мы вплотную подошли к реализации глобальных космических экспериментов с применением лидаров.

Список литературы

1. Авиационно-климатический атлас-справочник СССР/Под ред. Л. С. Дубровиной.—М.: Гидрометеониздат, 1975, т. 1, вып. 3.—158 с.
2. Александров Э. Л., Хргиан А. Х. Международный симпозиум по атмосферному озону.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1985, т. 21, № 6, с. 683—687.
3. Антрошенко В. С., Глазова К. С., Малкевич М. С., Фейгельсон Е. М. Расчет яркости света в атмосфере при анизотропном рассеянии.—Труды ИФА АН СССР, 1962, № 3, с. 1—222.
4. Авдюшин С. И., Тулинов Г. Ф., Дудолодов Ю. П. и др. Первые результаты исследования широтных вариаций стратосферного аэрозоля методом лидарного зондирования с борта научно-исследовательского судна.—Труды ИПГ, 1986, вып. 78, с. 151—155.
5. Астафуров В. Г., Глазов Г. Н. Статистическое испытание гипотез «Земля—облако» при зондировании из космоса.—В кн.: Тезисы докл. III Всесоюз. симп. по лазерн. зондированию атмосферы. Томск, ИОА СО АН СССР, 1974, с. 201—205.
6. Астафуров В. Г., Глазов Г. Н. Статистика фотосчетчиков и режимы регистрации атмосферного лидарного сигнала.—В кн.: Тезисы докл. III Всесоюз. симп. по распростр. лазерн. излучения в атмосфере. Томск, ИОА СО АН СССР, 1975, с. 267—268.
7. Атмосферный аэрозоль и его влияние на перенос излучения/Под ред. К. Я. Кондратьева.—Л.: Гидрометеониздат, 1978.—120 с.
8. Ахманов С. А., Дьяков Ю. Е., Чиркин А. С. Введение в статистическую радиофизику и оптику.—М.: Наука, 1981, с. 375—376.
9. Бакун Б. Н., Гречко Г. М., Иванченков А. С. и др. Измерение характеристик верхних слоев атмосферы Земли в полосе поглощения озона с пилотируемой орбитальной станции «Салют-6».—М.: ФИАН, Препринт, № 276, 1982.—16 с.
10. Байбаков С. Н., Мартынов А. И. С орбиты спутника—в глаз тайфуна.—М.: Наука, 1986.—176 с.
11. Байдалов С. И., Мизун Ю. Г. Лидарные измерения динамики нижней атмосферы в высоких широтах.—В кн.: Тезисы докл. VIII Всесоюз. симп. по лазерн. и акуст. зондированию атмосферы. Томск, 1984, с. 93—96.

12. Баранов В. Ю., Борисов В. М., Виноходов А. Ю. и др. ВКР-излучения электроразрядного импульсно-периодического XeCl лазера в сжатом H_2 .—Квантовая электроника, 1985, 12, № 5, с. 1100—1102.
13. Басс Ф. Г., Фукс И. М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности.—М.: Наука, 1972.—424 с.
14. Белов В. В., Глазов Г. И., Креков Г. М. О расчете лазерного эхо-сигнала от облака с учетом многократного рассеяния.—Изв. ВУЗов. Радиофизика, 1978, т. XXI, № 2, с. 275—280.
15. Бирич Л. Н., Герман А. И., Князь Т. А., Максимов Ю. В. Технические возможности определения высоты верхней границы облаков среднего и нижнего ярусов с ИСЗ лазерными локаторами.—Труды ЦАО, 1977, вып. 130, с. 37—43.
16. Бирич Л. Н., Герман А. И., Костко О. К., Мельников В. Е. К определению пространственно-временных вариаций аэрозоля в атмосфере лазерными локаторами с космических кораблей.—Труды ЦАО, 1979, вып. 138, с. 11—15.
17. Бирич Л. Н. Методика определения высоты верхней границы облаков сканирующими лидарами с космических аппаратов.—В кн.: Тезисы докладов VI Всесоюзн. симп. по лазерн. и акустич. зондированию атмосферы.—Томск, 1980, с. 134—136.
18. Бирюлин В. П., Габриэлянц Г. А., Голубев О. А. и др. Лазерный анализ газов для решения сейсмологических и геологических задач.—В кн.: Лазерные абсорбционные методы анализа микроконцентраций газов. М.: Энергоатомиздат, 1984, с. 3—14.
19. Боровиков А. М., Костырев В. В. О точности измерения высоты облаков радиолокационным методом.—Труды ЦАО, 1961, вып. 36, с. 37—42.
20. Бобух В. И., Лежен А. С. Некоторые вопросы методики измерений параметров волнения лазерными дистанционными методами с использованием ИСЗ.—В кн.: Неконтактные методы измерения океанографических параметров. М.: Гидрометеониздат, 1977, с. 121—124.
21. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем.—Л.: Гидрометеониздат, 1980.—352 с.
22. Бэлью Л., Стулингер Э. Орбитальная станция «Скайлэб».—М.: Машиностроение, 1977.—232 с.
23. Ветлов И. П. Космическая система «Метеор» на службе гидрометеорологии.—Исследование Земли из космоса, 1980, № 2, с. 11—27.
24. Ветлов И. П., Джонсон Д. С. Роль спутников в программах ВМО в 80-е годы. Всемирная служба погоды. Доклад по планированию. Женева, 1978, № 36.—102 с.
25. Виноградов Б. В. Космические методы изучения природной среды.—М.: Мысль, 1976.—286 с.
26. Герман М. А. Спутниковая метеорология.—Л.: Гидрометеониздат, 1975.—367 с.
27. Герман М. А. Космические методы исследования в метеорологии.—Л.: Гидрометеониздат, 1985.—351 с.

28. Герман А. И., Тихонов А. П., Тяботов А. Е. Исследование поляризационных характеристик отраженных сигналов от облаков и подстилающей поверхности с помощью метеорологического лидара.— Труды ЦАО, 1975, вып. 109, с. 51—58.
29. Герман А. И., Тихонов А. П., Тяботов А. Е. Результаты статистической обработки измерений степени поляризации измерения ОКГ, отраженного от облаков и подстилающей поверхности.— Труды ЦАО, 1977, вып. 130, с. 44—49.
30. Герман А. И., Тихонов А. П., Тяботов А. Е. Исследования облаков на фоне подстилающей поверхности по характеристикам сигналов отраженного излучения ОКГ.— Труды ЦАО, 1977, вып. 130, с. 50—54.
31. Герман А. И., Захаров В. М., Тихонов А. П., Тяботов А. Е. Исследования облачных образований и подстилающей поверхности с помощью двухчастотного лидара.— Труды ЦАО, 1979, вып. 138.
32. Диневич С. Е., Медведев Г. А., Черненко В. И. Исследование радиолокационных параметров ливневых и градовых облаков.— В кн.: Труды V Всесоюзного совещания по радиометеорологии. М.: Гидрометеиздат, 1981, с. 103—106.
33. Дистанционное зондирование в метеорологии, океанологии и гидрологии. Под ред. А. П. Крэкнелла.— М.: Мир, 1984.— 535 с.
34. Дистанционное зондирование атмосферы/Под ред. В. Е. Зуева. Новосибирск: Наука, 1978.— 176 с.
35. Долгий С. И., Хмельницкий Г. М., Шубин С. Ф. Дистанционный газоанализ в атмосфере с помощью дискретно перестраиваемого CO₂-лазера.— В кн.: Лазерные абсорбционные методы анализа микроконцентраций газов. М.: Энергоатомиздат, 1984, с. 121—130.
36. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования.— Л.: Гидрометеиздат, 1982.— 216 с.
37. Елизаренко А. С., Соломатин В. А., Якушенков Ю. Г. Оптико-электронные системы в исследованиях природных ресурсов.— М.: Недра, 1984.— 215 с.
38. Закатов Д. П., Кемне Ф., Пахомов Л. А. и др. Спектрометр интерфеполатор на ИСЗ «Метеор».— В кн.: Дистанционное зондирование атмосферы со спутника «Метеор». Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 3—10.
39. Засавицкий И. И., Косичкин Ю. В., Крюков П. В. и др. Применение диодных лазеров среднего ИК-диапазона в спектральном газоанализе.— В кн.: Лазерные абсорбционные методы анализа микроконцентраций газов. М.: Энергоатомиздат, 1984, с. 88—102.
40. Захаров В. М., Костко О. К. Метеорологическая лазерная локация.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 222 с.
41. Зубкович С. Г. Статистические характеристики сигналов, отраженных от земной поверхности.— М.: Сов. радио, 1968.— 223 с.
42. Зуев В. Е., Креков Г. М., Крекова М. М., Наац И. Е. Теоретические аспекты проблемы лазерного зондирования облаков.— В кн.: Дистанционное зондирование атмосферы. Новосибирск: Наука, 1976, с. 3—33.

43. Зуев В. Е., Кабанов М. В. Перенос оптических сигналов в атмосфере (в условиях помех).— М.: Сов. радио, 1977.— 368 с.
44. Зуев В. В., Романовский О. А. Высотное лазерное зондирование профилей влажности и температуры с борта самолета и ИСЗ.— Исследование Земли из космоса, 1986, № 1, с. 79—83.
45. Иванов А. П. Оптика рассеивающих сред.— Минск: Наука и техника, 1969.— 592 с.
46. Ивлев Л. С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей.— Л.: Изд. ЛГУ, 1982.— 366 с.
47. Ивлев Л. С., Андреев С. Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей.— Л.: Изд. ЛГУ, 1986.— 360 с.
48. Инженерный справочник по космической технике.— М.: Изд-во Министерства обороны, 1977.— 430 с.
49. Исимару А. Распространение и рассеивание волн в случайнеоднородных средах. Теория и приложения.— ТИИЭР, 1977, т. 65, № 7, с. 46—82.
50. Кароль И. Л., Розанов В. В., Тимофеев Ю. М. Газовые примеси в атмосфере.— Л.: Гидрометеониздат, 1983.— 192 с.
51. Каган В. К., Кондратьев К. Я. Основы информационной теории видимости в атмосфере.— Л.: Гидрометеониздат, 1968.— 165 с.
52. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса.— Л.: Гидрометеониздат, 1978.— 280 с.
53. Кондратьев К. Я. Новые зарубежные метеорологические спутники.— Л.: Гидрометеониздат, 1975.— 38 с.
54. Кондратьев К. Я. О метеорологической космической системе наблюдений в США.— Метеорология и гидрология, 1978, № 12, с. 107—115.
55. Кондратьев К. Я. Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности из космоса. Л.: Гидрометеониздат, 1979.— 274 с.
56. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В. Аэрозольные модели атмосферы.— М.: Наука, 1981.— 104 с.
57. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В. Стратосферный аэрозоль.— Обнинск: Изд. ВНИИГМИ-МЦД, 1980.— 40 с.
58. Кондратьев К. Я. Спутниковая климатология.— Л.: Гидрометеониздат, 1983.— 264 с.
59. Кондратьев К. Я. Перспектива метеорологических наблюдений с орбитальных космических станций США.— Исследование Земли из космоса, 1980, № 3, с. 111—119.
60. Кондратьев К. Я., Прокофьев М. А., Иванов В. А. Опыт осуществления радиационных подпрограмм АТЭП и программ «Разрезы».— В кн.: Итоги науки и техники. Сер. атмосфера, океан, космос— программа «Разрезы». М.: ВИНТИ, 1984.— 103 с.
61. Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., Корзов В. И. Некоторые результаты сравнения данных самолетных и спутниковых измерений.— Труды ГГО, 1982, вып. 462, с. 29—43.

62. Кондратьев К. Я., Корзов В. И. Некоторые результаты использования данных об угловой анизотропии отражения поверхности для расчета потока УКР.—Труды ГГО, 1982, вып. 462, с. 53—64.
63. Кондратьев К. Я., Козодеров В. В. Аномалии радиационного баланса Земли и теплосодержания деятельного слоя океана как проявления энергоактивных зон.—В кн.: Итоги науки и техники. Сер. атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы». М.: ВИНТИ, 1984.—280 с.
64. Косарев А. Л., Мазин И. П., Невзоров А. Н. и др. Оптическая плотность облаков.—Труды ЦАО, 1976, вып. 124.
65. Костко О. К., Чайнова Э. А., Орлов В. М. Использование лазеров на ИСЗ для получения метеорологической информации.—Труды ЦАО, 1973, вып. 105, с. 3—8.
66. Костко О. К., Портасов В. С., Хаттатов В. У., Чайнова Э. А. Применение лазеров для определения состава атмосферы.—Л.: Гидрометеиздат, 1983.—216 с.
67. Костко О. К., Крученицкий Г. М. Статистические аспекты контроля газовых загрязнений атмосферы с помощью ОКГ.—В кн.: Лазерные абсорбционные методы анализа микроконцентраций газов.—М.: Энергоатомиздат, 1984, с. 55—61.
68. Костко О. К., Тулинов К. В. Методика лидарных наблюдений стратосферного аэрозоля.—Труды ГосНИЦИПР, 1985, вып. 21, с. 85—92.
69. Костко О. К. Определение стандартных метеопараметров атмосферы лазерными локаторами.—Труды ЦАО, 1977, вып. 130, с. 3—13.
70. Краснокутская Л. Д. Альbedo системы подстилающая поверхность — облачная атмосфера.—Метеорология и гидрология, 1983, № 6, с. 24—32.
71. Кринов Е. Д. Спектральная отражательная способность природных образований.—М.: Изд. АН СССР. 1947.—250 с.
72. Креков Г. М., Рахимов Р. Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля.—Новосибирск: Наука, 1982.—200 с.
73. Кузнецов В. И., Мигулин А. В., Прялкин В. И. и др. Использование параметрических генераторов света в лидарных исследованиях.—В кн.: Лазерные абсорбционные методы анализа микроконцентраций газов. М.: Энергоатомиздат, 1984, с. 103—109.
74. Кузничик О. П., Горенков В. Н. Яркость ночного неба на 670 нм.—В кн.: Тезисы докл. III Всесоюзн. совещ. по распространению лазерного излучения в дисперсной среде. 1981, ч. I, с. 116—119.
75. Лазерное доплеровское измерение скорости потоков жидкости и газов/Под ред. Г. Л. Гродзовского.—Изд. ЦАГИ, ОНТИ, 1976, № 481.—386 с.
76. Лазерный контроль атмосферы/Сб. статей под ред. Э. Д. Хинкли.—М.: Мир, 1979.—432 с.
77. Лазерная локация/Под ред. Н. Д. Устинова. М.: Машиностроение, 1984.—272 с.

78. Лебедько Е. Г. К выбору полосы пропускания оптико-электронной системы при нестационарном локационном приеме.— Труды ЛИТМО, 1975, вып. 81, с. 57—63.
79. Малкевич М. С. Оптические исследования атмосферы со спутников.— М.: Наука, 1973.— 303 с.
80. Малкевич М. С., Чагар Л. У. Об учете пропускания в облаках при определении их высоты фотометрическим методом.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 12, № 2, 1976, с. 151—158.
81. Мазин И. П., Шмелер С. М. Физика облаков.— Л.: Гидрометеоздат, 1983.— 279 с.
82. Матвиенко Г. Г., Самохвалов И. В. Лазерные измерения скорости ветра корреляционным методом.— В кн.: Дистанционное зондирование атмосферы. Новосибирск: Наука, 1978, с. 113—124.
83. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике/Под ред. Г. И. Марчука.— Новосибирск: Наука, 1976.— 280 с.
84. Минервин В. Е. Колебания высоты нижней границы облаков во времени.— Труды ЦАО, 1974, вып. 106, с. 54—66.
85. Мишев Д. Дистанционные исследования Земли из космоса.— М.: Мир, 1985.— 232 с.
86. Наблюдения на гидрометеорологической сети СССР/Под ред. О. А. Городецкого.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.— 92 с.
87. Перов С. П., Хргиан А. Х. Современные проблемы атмосферного озона.— Л.: Гидрометеоздат, 1980.— 287 с.
88. Пратт В. К. Лазерные системы связи.— Л.: Связь, 1972.— 232 с.
89. Рельеф Земли/Под редакцией И. П. Герасимова, Ю. И. Мещерякова.— М.: Наука, 1967.— 331 с.
90. Решетов В. Д. Требования службы прогнозов к аэрологическим данным.— Труды ЦАО, вып. 117, 1976, с. 5—21.
91. Росс М. Лазерные приемники.— М.: Мир, 1969.— 520 с.
92. Сигналы и помехи в лазерной локации/Под ред. В. Е. Зуева. М.: Радио и связь, 1985.— 264 с.
93. Спиридонова Ю. В. Особенности вертикальной структуры облачности по данным ИСЗ.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1974, вып. 7, с. 12—27.
94. Соломонович А. Е., Бакун В. Н., Козлов В. С. и др. Субмиллиметровый телескоп для орбитальной пилотируемой станции «Салют-6».— Радиотехника, 1979, т. 34, № 5, с. 33—40.
95. Сячинов В. И., Козлов Е. М. Определение высоты верхней границы облаков с ИСЗ. «Космос-320».— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 10, № 9, 1974, с. 950—957.
96. Тулинов Г. Ф., Дудолов Ю. П., Иванов М. С. и др. Лидарный аппаратный комплекс для исследования верхних слоев атмосферы.— В кн.: Тезисы докладов V Всесоюз. совещания по исследованию динамических процессов в верхней атмосфере Земли. Обнинск, 1985, с. 117—118.

97. Фейгельсон Е. М., Краснокутская Л. Д. Потоки солнечного излучения и облака.— Л.: Гидрометеониздат, 1978.— 157 с.
98. Фридзон М. Б. К расчету теплового баланса термометрических элементов.— Труды ЦАО, 1969, вып. 83, с. 68—80.
99. Хмелевцов С. С., Кауфман Ю. Г., Коломеев М. П. Стратосферный аэрозоль и его влияние на климат Земли. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1982, т. 18, № 12, с. 1256—1261.
100. Хргиан А. Х. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеониздат, 1969.— 647 с.
101. Шмелев А. Б. Рассеяние волн статистически неровными поверхностями.— УФН, 1972, т. 106, вып. 7, с. 459—478.
102. Элементы теории светорассеяния и оптическая локация/Под ред. В. М. Орлова.— Новосибирск: Наука, 1982.— 224 с.
103. Alden M., Edner H., Svanberg S. Remote measurement of atmospheric mercury using differential absorption lidar.— Opt. Lett., 1982, v. 7, N 5, p. 281—287.
104. Bilbro J. W., Vaughan W. W. Wind field measurement in the non-precipitous regions surrounding severe storms by an airborne pulsed Doppler lidar system.— Bull. Amer. Meteor. Soc., 1978, v. 59, N 9, p. 1095—1100.
105. Bilbro J. W., Fiethe G., Fitzjazzald D. et al. Airborne Doppler lidar wind field measurements.— Bull. Amer. Meteor. Soc., 1984, v. 65, N 4, p. 348—359.
106. Bischel W. K., Perry B. E., Grosley D. R. Detection of O and N atoms by two-photon laser induced fluorescence.— Conf. Lasers and Electr. Washington, 1981, p. 120.
107. Bradshaw J. D., Rodgers M. O., Davis D. D. Single photon laser-induced fluorescence detection of composition and peressure.— Appl. Opt., 1982, v. 21, N 14, p. 2493—2500.
108. Bradshaw J. D., Davis D. D. Sequential two-photon laser induced fluorescence: a new method for detection atmospheric trace levels of NO.— Opt. Lett., 1982, v. 7, N 5, p. 76—81.
109. Brannen E., Kucеровsky L. Laser absorption techniques for the measurement of atmospheric water vapor concentration.— J. Appl. Meteor., 1978, v. 16, N 1, p. 1072—1076.
110. Braun W. C. Simplified calculations for accuracy of a lidar dial system to measure atmospheric H₂O vapor and temperature.— Appl. Opt., 1985, v. 24, N 1, p. 109—117.
111. Bruce B. Spectral and diurnal variations in clear sky planetary albedo.— J. Appl. Meteor., 1982, v. 21, N 8, p. 1160—1171.
112. Browell E. V. NASA shuttle atmospheric lidar working group study.— Abstracts 9th Inter. Laser Radar Conf., 1979, Munich, p. 176—177.
113. Browell E. V., Carter A. E., Wilkerson T. D. Airborne differential absorption lidar system for water vapor investigations.— Opt. Eng. 1981, v. 20, N 1, p. 84—90.

114. Browell E. V. Remote sensing of tropospheric gases and aerosols with an airborne DIAL system.—*Opt. and Laser Remote Sensing*, Berlin, 1983, p. 138—147.
115. Browell E. V. Ismail's spaceborne lidar investigation of the atmosphere.—*Proc. ESA, Workshop SPIAT Sp Laser Appl. and Technol.*, Les Diablerets, 1984, Paris, p. 181—188.
116. Cohen A., Cooney J., Geller K. Atmospheric temperature profiles from lidar measurements of rotational Raman and elastic scattering.—*Appl. Opt.*, 1976, v. 15, N 11, p. 2896—2901.
117. Cooney J., Petri K., Salik A. Measurements of high resolution atmospheric water-vapor profiles by use a solar flind Raman lidar.—*Appl. Opt.* 1985, v. 24, N 1, p. 104—108.
118. Davis J. M., Cox S. K. Reflected solar radiations from regional scale scenes.—*J. Appl. Meteor.*, 1982, v. 21, N 11, p. 1698—1712.
119. Davis D. D., Bradshaw J., Rodgers M. New methods of detections atmospheric OH: sequential two-photon laser-induced fluorescence.—*Conf. Lasers and Electro-Opt.*, Baltimore, 1983, *Pig Techn. Pap.* (Washington), 1983, p. 200—202.
120. Endemann M., Englisch W. Design of a spaceborne lidar for measurements from operational satellites.—*Proc. ESA Workshop SPIAT Sp. Laser Appl. and Technol. Les Diablerets*, 1984, Paris, p. 197—203.
121. Excimer Laser Update.—*Lasers and applications*, 1983, N 12, p. 43—49.
122. Gille J. G. The use of satellite observations in middle atmospheric research.—*Proc. Indo-US Workshop global ozone problem*. New-Delhi, 1984, p. 47—53.
123. Guide to meteorological instrument and observing practices. WMO, Paris, 1984, 130 p.
124. Grassl H., Schlüssel P. Differential absorption lidar in space for temperature and humidity profiles in atmosphere.—*Pros. ESA Workshop on Space Laser. Applicat. and Technology*. Los Diablerets, 1984, p. 219—224.
125. Gurk H. M., Kaskiewicz P. F., Altman W. P. Windsat free-flyer using the advanced Tiros-N satellite.—*Appl. Opt.*, 1984, v. 23, N 15, p. 2537—2544.
126. Hägele J., Paschke R., Zellner R. Field measurement of tropospheric OH by long-path UV laser absorption.—*Phys. Chem. Behav. Atmosph. Pollut. Proc. 3, Eur. Sump.*, Varese, 1984, Dordrecht e. a., 1984, p. 5—11.
127. Hamil P., Kiang G. S., Cadle R. D. The nucleation of H_2SO_4 — H_2O solution aerosol particles in the stratosphere.—*J. Atm. Sci.*, 1977, v. 34, N 2, p. 150—162.
128. Hamil P., Kiang C. S., Toon O. B. et al. A one-dimentional model describing aerosol formation and evolution in the stratosphere.—*J. Atm. Sci.*, 1979, v. 36, N 4, p. 699—736.
129. Hardesty R. M. Atmospheric remote sensing using the NOAA coherent lidar system.—*Opt. and Laser Remote Sensing*. Berlin e. a., 1983, p. 350—355.

130. Hardesty R. M. Coherent DIAL measurement of range-resolved water vapor concentration.— *Appl. Opt.*, 1984, v. 23, N 15, p. 2545—2553.
131. Harrier J. E., Bvowell E. V. Evolutionary shuttle atmospheric lidar program.— *Abstracts 9th Intern. Laser Radar Conf. 1979, Munich*, p. 180—181.
132. Hasler A. F., Mack R., Negri A. Stereoscopic observations from meteorological satellites.— *Adv. Space Res.*, 1983, v. 2, N 6, p. 105—111.
133. Heaps W. S., McGee T. J., Hudson R. D. et al. Stratospheric ozone and hydroxyl radical measurements by ballon-borne lidar.— *Appl. Opt.*, 1982, v. 21, N 12, p. 2265—2274.
134. Hofmann D. J., Rosen J. M. Stratospheric sulphuric acid layers: evidence for an antropogenic component.— *Science*, 1980, v. 208, N 4450, p. 1368—1370.
135. Huffaker M., Lawrence T., Post M. et al. Feasibility studies for a global wind measuring satellite system (Windsat): analysis of simulated performance.— *Appl. Opt.* 1984, v. 23, N 15, p. 2523—2536.
136. Jonson F. S. The solar constant.— *J. Meteor.*, 1959, v. 11, N 6, p. 431—439.
137. Juramy P., Chanin M. L., Megie G. et al. Lidar sounding of the mesospheric sodium layer at high latitude.— *J. Atm. Terrest. Phys.*, 1981, v. 43, N 3, p. 209—215.
138. Kone T. J., Zhov B., Buer R. Potential for coherent Doppler wind velocity lidar using neodymium lasers.— *Appl. Opt.*, 1984, v. 23, N 15, p. 2477—2481.
139. Korb C., Laurence C., Weng C. Y. A theoretical study of a two-wavelength lidar technique for the measurement of atmospheric temperature profiles.— *J. Appl. Meteor.* 1982, v. 21, N 9, p. 1346—1355.
140. Köpp F., Schwiesow R. L., Werner Ch. Remote measurements of boundary-layer wind profiles using a CW Doppler lidar.— *J. Climate and Appl Meteor.*, 1984, v. 23, N 1, p. 148—154.
141. Krueger A. J., Minzner R. A. A middle-latitude ozone model for 1976 US. Standard atmosphere.— *J. Geoph. Res.*, 1976, v. 81, N 24, p. 4477—4481.
142. Landenslager S. B., Svoree R. W., McDermid I. S. et al. Development and application of excimer lasers for remote sensing.— *XII RC: Int. Laser Radar Conf., Silver Spring, 1980, Conf. Abstr. SI*, p. 80—81.
143. Laurence C., Korb C. Lidar technique for the measurement of the atmospheric pressure and temperature profiles.— *Proc. Soc. Photo-Opt. Instr. Eng.*, 1983. *Laser Beam Propag. Atm. Conf., Arlington, 1983*, p. 4—10.
144. Lefrere J., Pelon J., Cahen C. et al. Lidar survey of the post Mt. St. Helens stratospheric aerosol at Haute Provence Observatory.— *Appl. Optics*, 1981, v. 20, N 7, p. 1116—1117.
145. Lund J. A., Shanklin M. D. Universal methods for estimating probabilities of cloud-free lines-of-sights through the atmosphere.— *J. Appl. Meteor.*, 1973, v. 12, N 28, p. 1045—1049.

146. McCormick M. P., Swisler T. J., Chu W. P. et al. Post-volcanic stratospheric aerosol decay as measured by lidar.—*J. Atm. Sci.*, 1978, v. 35, N 7, p. 1296—1303.
147. Megie C., Pelon J., Lefrere J. et al. Ozone and water vapor monitoring using a ground-based lidar system.—*Opt. and Laser Remote Sensing*, Berlin e. a., 1983, p. 223—228.
148. Megie C., Flamant P., Bourdet M. et al. An FR-2 airborne lidar as part of the development program of a spaceborne system a potential NASA/CNES cooperative project.—*Proc. ESA workshop SPIAT Sp. Laser Appl. and Techn.*, Les Diablerets, 1984, Paris, p. 189—195.
149. Menzies R. T., Kavaga M. J., Flamant P. H. et al. Atmospheric aerosol backscatter measurements using a tunable coherent CO₂ lidar.—*Appl. Optics*, 1984, v. 23, N 15, p. 2510—2517.
150. Mörl P., Reinhardt M. E., Renger W. et al. The use of the airborne lidar system «Alex-1» for aerosol tracing in the lower troposphere.—*Contrib. Atmosph. Phys.*, 1981, v. 54, N 4, p. 150—157.
151. Munoz R. M., Mocker H. W., Kochler L. Airborne laser Doppler velocimeter.—*Appl. Opt.*, 1974, v. 13, N 12, p. 2890—2898.
152. Optical and laser remote sensing. Berlin e. a., 1983, 252 p.
153. Ozone data for the world. Cataloge ozone stations and cataloge of ozone data for 1980—1983. Ed. by Canad Atm. Envir. Service and WMO. Downsview — Ontario, Index N 18, 1983, 147 p.
154. Podzimek J. Aitken nuclear characteristics, ion flow and ozone concentration in the lower stratosphere.—*CAGGP Symp. Budget and Cycles Trace Gases and Aerosols Atm.*, Boulder, 1979, p. 48.
155. Post M. J. Aerosol backscattering profiles at CO₂ wave-length: the NOAA data base.—*Appl. Optics*, 1984, v. 23, N 15, p. 2507—2509.
156. Rodgers M. O., Bradshaw J. D., Liu K. et al. Sequential two-photon laser-induced fluorescence detection of mercury.—*Optic. Lett.*, 1982, v. 7, N 8, p. 359—361.
157. Rosen J. M., Hofmann D. J., Singh S. P. A steady-state stratospheric aerosol model.—*J. Atm. Sci.*, 1978, v. 35, N 7, p. 1304—1313.
158. Russell P. B., Swisler T. J., McCormick M. P. Methodology for error analysis and simulation of lidar aerosol measurements.—*Appl. Opt.*, 1979, v. 18, N 22, p. 3783—3797.
159. Russell P. B., Morley B. M., Grams G. W. et al. Space Shuttle lidar measurements of aerosols, clouds, and density: simulation results.—*IRC 1980: Int. Radiat. Symp.*, Fort Collins, 1980, p. 134—136.
160. Russell P. B., Morley B. M., Levigston J. M. et al. Orbiting lidar simulations. 1: Aerosol and cloud measurements by on independent-wavelength technique.—*Appl. Opt.*, 1982, v. 21, N 9, p. 1541—1553.
161. Russell P. B., Morley B. M., Browell E. V. Spaceborne lidar measurement accuracy: simulation of aerosol, cloud, molecular density, and temperature retrievals.—*Adv. Space Res.*, 1983, v. 2, N 5, p. 49—53.
162. Schutz C., Cates W. L. Supplemental Global Climatic Data: January and July.—*Rand Corp. R-915/1-ARPA and R-1029/1-ARPA*, 1974, 181 p.

163. Smith W. L., Platt C. M. R. A laser method of observing surface pressure and pressure-altitude and temperature profiles of the troposphere from satellites.—NOAA, Techn. Memo., Ness 89, Washington, 1977, p. 39.
164. Stratosphärische Ozonschicht mit Laser Überwach.—E. D. Phys. Bull., 1984, v. 40, N 2, p. 44—45.
165. Szejwach G., Sletten T. N., Hasler A. F. The use of stereoscopic satellite observation in the determination of the emissivity of cirrus.—Adv. Space Res., 1983, v. 2, N 6, p. 161—164.
166. Technological and scientific opportunities for improved weather and hydrological services in the coming decade.—Select Committee on the National Weather Service, National Academy of Sciences, Washington, 1980, 121 p.
167. The stratospheric aerosol layer. Ed. R. C. Whitten.—Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, N. Y., 1982, p. 154.
168. Toon O. B., Pollack G. B. A global average model of atmospheric aerosols of radiative transfer calculations.—J. Appl. Meteor., 1976, v. 15, N 1, p. 225—246.
169. Uchino O., Tokunaga M., Malda M. et al. Differential absorption lidar measurement of tropospheric ozone with excimer.—Raman hybrid laser.—Opt. Lett., 1983, v. 8, N 7, p. 347—349.
170. Uthe E. Airborne lidar systems for atmospheric observations.—Int. Geosci. Remote Sens. Symp. Extend Man's Horiz, San Francisco. 1983, v. 2, Digest, N. Y., 1983, FA 4.5/1—4.5/6.
171. Vangham J. M., Woodfield A. A. Wind measurement with coherent laser radar at 10 m.—Proc. ESA Workshop SPIAT Sp. Laser Appl. and Techn., Les Diablerets, 1984, Paris, p. 231—238.
172. Wang C. C., Davis L. I., Selzer P. M. et al. Improved airborne technique of laser-induced fluorescence.—J. Geoph. Res., 1981, v. 86, N 2, p. 1181—1186.
173. Wark D. A., Mercer D. M. Correction to absorption in the atmosphere by the oxygen «A» band.—Appl. Opt., 1966, v. 5, N 9, p. 1469—1475.
174. Werner J., Rothe K. W., Walter H. Monitoring of the stratospheric ozone layer by laser radar.—Appl. Phys., 1983, v. B22, N 3, p. 113—118.
175. Wilkerson T. D., Schvemner G. K. Meteorological lidar.—Abstracts 9th Intern. Laser Radar Conf., 1979, Munich, p. 192—193.
176. Yeister M., Lazvus A. L., Gandvud B. W. Stratospheric sulfate at high altitudes.—Geoph. Res. Lett., 1977, v. 4, N 11, p. 521—522.

Предметный указатель

Альbedo 18, 19, 20, 21, 22, 23

Аэрозоль стратосферный

климатические эффекты 79

контактные измерения 80, 81

лидарные измерения 81, 84

модели 78

одночастотное зондирование 76, 88

показатель преломления 91

распределение частиц 78

спутниковые измерения 85

стратификация 77, 102

фазовое состояние 77

химический состав 77

Балльность облачности 20, 39

Высота верхней границы облачности 34, 35, 37, 46, 50, 70, 72, 73, 107
нижней границы облачности 47

Генератор тактовых импульсов 100

Гетеродинирование 110, 113, 114, 166

Дальность видимости 46, 121

Дешифратор кода 100

Долгота восходящего узла 8

точки визирования 12

Доплеровский сдвиг частоты 115

Зондирование натрия 182

калия 182

озона 174, 178

Излучение фоновое 18, 20, 69, 157, 187

Индикатриса рассеяния 19

Корреляционная функция фототока 115, 116

Коэффициент деполяризации 65

симметрии 59, 62, 67
уширения 59, 61, 67

Лазерный доплеровский измеритель скорости 109, 110

Лазер эксимерный 172, 174, 176
на органических красителях 174

Лидар доплеровский 108, 112, 119, 126, 138, 141, 146
времяпролетный 108

Линия апсид 8

Метод асимптотического сигнала 48

дифференциального поглощения 148, 156, 165, 167, 171

комбинационного рассеяния 160

резонансного рассеяния 180

флуоресценции 184, 186

пассивного зондирования 14, 31, 36

нефаналаза 39

прозрачности 31, 38

рассеяния 31, 37

эмиссионный 31, 33

Мультиплексор строба 100

Оперативное запоминающее устройство 100

Орбита геостационарная 9

круговая 8

наклонная 8

полярная 8

солнечно-синхронная 9

сумеречная 9

экваториальная 8

Ось конструктивная 11, 16

Отношение обратного рассеяния 88, 89, 93, 103

Поглощение водяным паром 157, 167

кислородом 148, 151, 152, 157

Погрешности определения верхней границы облачности 48, 53

коэффициента симметрии 59, 61, 62

коэффициента уширения 59, 61, 62

отношение обратного рассеяния 89

Привязка пространственная 10, 14

временная 10, 17

Рассеяние аэрозольное 88, 103

вынужденное комбинационное 175

комбинационное 160, 164, 169

молекулярное 88, 103, 177

резонансное 180

Селекция облачности 46, 54

Сечение молекулярного рассеяния 181

резонансного рассеяния 181, 182

- поглощение кислорода 148, 157
 - диоксида серы 174
 - диоксида азота 174
 - малых газовых примесей 174
 - озона 174
- Синтезатор частоты 142
- Спектрометр 43, 44
- Спектр фототока энергетический 117, 119
- Среднеквадратичные погрешности измерения давления 25
 - направления ветра 129, 135
 - относительной влажности 28
 - скорости ветра 25, 127, 129, 133
 - температуры 25, 26
 - точки росы 28
- Степень поляризации 65, 67
- Схема измерений лимбовая 32, 33, 36
 - надирная 33
- Тангаж 49
- Угол крена 53
 - рыскания 53
 - сканирования 53
 - тангажа 53
- Уширение адсорбтивное 192

Оглавление

Предисловие	3
Глава 1. Общая характеристика и особенности использования дистанционных методов и аппаратуры зондирования атмосферы с ИСЗ	6
1.1. Элементы и типы орбит ИСЗ	7
1.2. Пространственно-временная привязка данных зондирования	10
1.3. Фоновое излучение	18
1.4. Требования к данным измерений параметров атмосферы	24
1.5. Пассивные дистанционные методы зондирования атмосферы с ИСЗ	31
1.5.1. Метод эмиссии	33
1.5.2. Метод рассеяния	37
1.5.3. Метод прозрачности	38
1.5.4. Другие методы	39
1.6. Аппаратура, устанавливаемая на ИСЗ	40
Глава 2. Селекция облачности и определение высоты ВГО	46
2.1. Определение высоты ВГО	—
2.1.1. Метод определения высоты ВГО	—
2.1.2. Погрешности определения высоты ВГО с самолета	49
2.1.3. Определение вариаций высот ВГО различных ярусов	50
2.1.4. Точность определения высоты ВГО из космоса	51
2.2. Селекция облаков на фоне подстилающих поверхностей	54
2.2.1. Распределение высот ВГО и подстилающих поверхностей	55
2.2.2. Статистические характеристики импульсов лазера, отраженных от облаков и подстилающих поверхностей	57
2.2.3. Поляризационные характеристики излучения лазера, рассеянного от облаков и подстилающих поверхностей	65
2.3. Информативность характерных признаков облаков и подстилающих поверхностей при локации импульсными лидарами с ИСЗ	66
2.4. Основные параметры бортового лидара для оперативного определения высоты ВГО и селекции облачности с низкоорбитальных ИСЗ	68
Глава 3. Определение параметров стратосферного аэрозоля	76
3.1. Основные сведения о стратосферном аэрозоле	77

3.2. Методы определения характеристик стратосферного аэрозоля	80
3.2.1. Контактные методы	—
3.2.2. Лидарные измерения	81
3.2.3. Спутниковые измерения	85
3.3. Одночастотное зондирование стратосферного аэрозоля	88
3.3.1. Основные теоретические соотношения	—
3.3.2. Погрешности определения отношения обратного рассеяния	89
3.4. Лидары для наблюдений за стратосферным аэрозолем	97
3.5. Результаты зондирования стратосферного аэрозоля	102
3.6. Основные параметры спутникового лидара	106
Глава 4. Измерения ветра	108
4.1. Доплеровский метод измерения скорости ветра	109
4.2. Основные требования к лазерам для доплеровских лидаров	112
4.3. Схема прямого гетеродирования	114
4.4. Условия измерений ветра с борта ИСЗ	119
4.5. Рассеяние излучения CO ₂ -лазера атмосферным аэрозолем	121
4.6. Измерения ветра доплеровскими лидарами с Земли и самолетов	124
4.7. Определение ветра в тропосфере с ИСЗ	127
4.7.1. Данные математического моделирования	—
4.7.2. Возможная техническая реализация	138
4.7.3. Альтернативные возможности	146
Глава 5. Определение термодинамических параметров и влажности атмосферы	148
5.1. Определение термодинамических параметров атмосферы методом дифференциального поглощения	—
5.2. Определение температуры методом комбинационного рассеяния	160
5.3. Определение влажности атмосферы	165
Глава 6. Определение малых газовых составляющих атмосферы	170
6.1. Метод дифференциального поглощения	171
6.1.1. Возможность использования эксимерных лазеров	172
6.1.2. Измерения озона	174
6.2. Метод резонансного рассеяния	180
6.3. Метод флуоресценции	184
6.3.1. Измерения гидроксила	—
6.3.2. Измерения других газовых составляющих	186
6.4. Статистические аспекты контроля газовых примесей	189
6.5. Общие замечания	194
Заключение	196
Список литературы	199
Предметный указатель	211

Монография

*Владимир Матвеевич Захаров
Олег Константинович Костко
Леонид Николаевич Бирич
Григорий Михайлович Крученицкий
Вячеслав Сергеевич Портасов*

Лазерное зондирование атмосферы из космоса

Редактор *Л. И. Штанникова*. Художник *В. С. Устинов*. Художественный редактор *Б. А. Денисовский*. Технический редактор *М. И. Брайнина*. Корректор *Л. И. Хромова*. ИБ № 1786. Сдано в набор 25.12.87. Подписано в печать 12.04.88. М-27085. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 13,5. Кр.-отт. 13,5. Уч.-изд. л. 13,81. Тираж 1020 экз. Индекс МОЛ-216. Заказ № 3710. Цена 2 р. 50 к. Гидрометеиздат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, д. 38. Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.

Отпечатано с набора в Ленинградской типографии № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6. Зак. 329.

Книга вышла в свет!

А. И. ЛАЗАРЕВ, В. В. КОВАЛЕНКО, С. В. АВАКЯН
**«Исследование Земли с пилотируемых космических ко-
раблей. История наблюдений, анализ и интерпретация
атмосферных оптических явлений».**

Объем 23 л. Цена 4 р. 10 к.

В книге обобщены результаты визуально-инструментальных исследований Земли с советских пилотируемых космических кораблей и орбитальных научных станций «Салют». Представлены данные наблюдений за явлениями, происходящими в атмосфере, на акватории Мирового океана и поверхности суши. Приведена история развития оптических наблюдений из космоса. Всесторонне рассмотрена природа обнаруженных явлений и дана их географическая интерпретация.

Предназначена как для специалистов в области геофизики, физики атмосферы и ионосферы, метеорологии, океанологии, геологии, так и для широкого круга читателей, интересующихся достижениями советской космонавтики в области оптических исследований нашей планеты.

Заказы на книгу можно направлять по адресу: 197101, Ленинград, Большой пр., д. 57, магазин № 15 «Лен-книги».

Книга может быть выслана на-
ложенным платежом.

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ