

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ КОСМОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И
РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАДИОВОЛН

На правах рукописи
УДК 551.508.856; 551.510.413

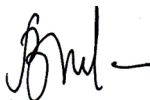
Бычков Василий Валентинович

**Особенности изменчивости вертикального распределения
аэрозоля в средней атмосфере Камчатки.**

Специальность: 25.00.29. Физика атмосферы и гидросферы

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук



с. Паратунка, Елизовского района, Камчатского края
2012

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте космических исследований и распространения радиоволн Дальневосточного отделения Российской академии наук

Научный руководитель: доктор физико-математических наук,
профессор Шевцов Борис Михайлович

Научный консультант доктор физико-математических наук
Маричев Валерий Николаевич

Официальные оппоненты: доктор физико-математических наук
Михалев Александр Васильевич,
заведующий лабораторией физики нижней
и средней атмосферы ИСЗФ СО РАН

кандидат физико-математических наук,
старший научный сотрудник
Шаманаев Виталий Сергеевич,
ведущий научный сотрудник
ИОА им. В.Е. Зуева СО РАН

Ведущая организация Федеральное государственное бюджетное
образовательное учреждение высшего
профессионального образования
«Национальный исследовательский Томский
государственный университет».

Защита состоится “_____” _____ 20__ г. в ____ ч. на
заседании диссертационного совета Д.003.034.01 при Федеральном
государственном бюджетном учреждении науки Институте солнечно-земной
физики Сибирского отделения Российской академии наук (664033 г. Иркутск,
ул. Лермонтова, д. 126а, ИСЗФ СО РАН)

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИСЗФ СО РАН

Автореферат разослан “_____” _____ 20__ г.

Ученый секретарь
диссертационного совета
кандидат физико-математических наук

Поляков В.И.

Общая характеристика работы

Актуальность проблемы

В исследованиях атмосферы всегда уделялось большое внимание аэрозолям, влияющим на ее тепловой режим, динамику, атмосферное электричество и другие свойства атмосферы. Считается, что в области от верхней стратосферы до верхней мезосферы аэрозоля настолько мало, что его невозможно обнаружить лидарными или радарными методами. Между тем, еще в 80-х годах прошлого века J.M. Rosen и D.J. Hofman обнаружили аэрозольные образования в верхней стратосфере. Их надежные шар-зондовые измерения подтверждены лидарными наблюдениями в Австралии и измерениями лидара на Ямайке. Согласно этим работам, аэрозоли на высотах 25-35 км могут появляться в периоды стратосферных потеплений. Был сделан вывод о том, что на низких широтах в зимнее время появление аэрозоля в верхней стратосфере возможно, и оно обусловлено внутренними процессами нуклеации, а не повышением вулканической активности. Но лидарными наблюдениями в Томске в 1986-2000 г. появление аэрозоля в верхней стратосфере зимой было обнаружено и на средних широтах.

Аэрозольные образования в области стратосфера-мезосфера обнаруживались спектрофотометрическими и другими видами наблюдений, выявившими сложную слоистую структуру мезосферного аэрозоля субмикронной фракции с максимумами на высотах 20, 50, 65 и 75 км. В целом, разные авторы отмечали низкую точность спектрофотометрических методов наблюдений и высокую динамику аэрозольного наполнения в мезосфере, в которой большую роль играют турбулентные перемещения воздушных масс, гравитационные волны и другие спорадические явления.

Современных публикаций по наблюдению аэрозоля в верхней стратосфере и мезосфере очень мало. В обзоре SEDAR из 241 работ, выполненных в рамках этого проекта, посвященного средней атмосфере, лишь одна относится к наблюдению аэрозольных слоев на высоте 38 км в Арктике, где зимой 2000 г. наблюдались аэрозоли с частицами размером 30-50 нм. При исследовании полярного зимнего мезосферного эхо радаром ESRAD, Кируна, Швеция во время протонных событий с сентября 2000 по апрель 2001 года были обнаружены многочисленные случаи повышенных радарных отражений в области 50-80 км. Повышенные радарные отражения можно было объяснить только предположением о наличии на этих высотах аэрозольных слоев.

Исследование этого явления с привлечением данных лидара Боннского университета, расположенного в двух километрах от радара, подтвердили это предположение. В области высот 70 км 12/13 января 2002 г. во время слабого протонного события обнаружен слой повышенного светорассеяния с отношением рассеяния $R \sim 1.1$. Одновременно, радаром были зафиксированы повышенные эхосигналы с тех же высот. Детальный анализ данных показал,

что возможность появления на высоте 70 км повышенного светорассеяния в связи с температурной инверсией маловероятна. Оценка возможности реконденсации на этих высотах метеорного вещества показала, что его не хватает по массе почти на порядок. Основной вывод этой работы состоит в том, что факт появления аэрозоля обоснован достаточно. А многочисленные случаи регистрации радаром ESRAD повышенных эхосигналов зимой 2000/2001 гг. ставят вопрос о необходимости пересмотра распространенного представления об отсутствии аэрозоля на этих высотах.

Мезосфера полностью относится к слою D ионосферы, и заметную роль при образовании в ней аэрозоля может играть наличие заряженной компоненты атмосферы. Поэтому постановка задачи синхронных радарных и лидарных наблюдений и сопоставление результатов со спутниковыми данными представляется обоснованной.

Цели и задачи работы

Целью работы является исследование вертикального распределения оптически активной фракции аэрозоля в верхней стратосфере и мезосфере Камчатки, выявление условий ее формирования и возможных связей появления аэрозоля с явлениями в ионосфере.

Средства наблюдений – лидарная станция и ионозонд.

Достижение этой цели предполагает решение следующих задач:

- получение экспериментальных данных о появлении аэрозоля в средней атмосфере;
- анализ геофизической обстановки, сопровождающей его образование;
- исследование условий формирования аэрозольных слоев.

Решение этих задач предполагало создание комплекса синхронных лидарных и радарных наблюдений стратосферы, мезосферы и ионосферы.

Научная новизна работы

- адаптирован метод коррекции лидарных сигналов на мезосферных высотах с целью учета импульсов последствия ФЭУ, заключающийся в том, что из сигнала лидара, работающего от высот ~20 км, необходимо вычесть экспоненту, полученную методом наименьших квадратов на сигнале в области ~ 90-150 км. Использование этого метода устраняет вклад импульсов последствия от высот ~ 60 км и позволяет восстановить профиль отношения рассеяния до 75-90 км;

- выявлены сезонные особенности вертикальной стратификации аэрозоля в верхней стратосфере и мезосфере Камчатки (30-80 км), заключающиеся в том, что появление аэрозольных слоев в этой области высот характерно для холодного сезона, с конца октября по март. В теплый сезон слабое аэрозольное рассеяние может наблюдаться в области 65-80 км;

- показано, что во время стратосферных потеплений среднее отношение рассеяния на мезосферных высотах (50-72 км) коррелирует с понижением средней температуры в этой области. Корреляций на стратосферных высотах не наблюдается. В обычных условиях наблюдаются корреляции на стратосферных высотах (24-50 км) и слабые корреляции на мезосферных высотах;

- обнаружены короткопериодные (15 минут) корреляции среднего по мезосферному слою отношения рассеяния с ионосферным параметром f_{min} , минимальной частотой, на которой на ионограммах появляются следы от слоев E или F, которые означают, что изменения f_{min} и формирование слоя с аэрозольным рассеянием могут иметь общую причину - высыпания релятивистских электронов из радиационного пояса Земли.

Достоверность полученных результатов обеспечивается использованием апробированных методов лидарных измерений и обработки сигналов, сопоставлением результатов, полученных в теплые сезоны с общепринятыми представлениями, а также сопоставлением результатов, полученных лидарным методом с известными результатами спектрофотометрических наблюдений.

Положения, выносимые на защиту

1. Для лидара с большой базой, работающего от высот ~ 20 км, выделение экспоненты из сигнала в области ~ 90 -150 км и вычитание ее из исходного сигнала устраняет вклад импульсов последствия в области высот больше 60 км и позволяет восстановить профиль отношения до высот ~ 75 -90 км.

2. В средней атмосфере Камчатки в холодный сезон, с конца октября по март, происходит регулярное появление аэрозольных слоев, а для периода с апреля по октябрь, характерно отсутствие, либо слабое проявление аэрозольного рассеяния в интервале высот 65-80 км. Среднестатистический профиль отношения рассеяния в мезосфере Камчатки имеет максимумы на высотах 65, 69 и 75 км.

3. Появление аэрозольных слоев в мезосфере коррелирует с понижением температуры в ней в условиях стратосферных потеплений. В обычных условиях наблюдаются корреляции на стратосферных высотах и слабые корреляции на высотах мезосферы.

Практическая и научная ценность работы

В работе показано, что в зимнее время аэрозольное рассеяние в верхней стратосфере и в мезосфере появляется регулярно. Показано, что появление аэрозоля в средней атмосфере сопровождается понижением температуры, высыпаниями релятивистских электронов и другими явлениями, и эти результаты могут быть использованы в исследованиях динамики средней атмосферы.

Работа выполнена в соответствии с планами научных исследований ИКИР ДВО РАН, в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 16, проектов Президиума ДВО РАН №06-II-CO-07-026 и № 9-II-CO-07-001, грантов РФФИ № 07-05-00734а и № 10-05-00907-а.

Апробация работы

Основные результаты работы, представленные в диссертации, докладывались на конференциях:

XII, XIV, XV, XVI, XVII Объединенный Международный Симпозиум “Оптика Атмосферы и Океана. Физика Атмосферы” (г. Томск, 2005, 2009, 2011; г. Улан-Удэ, 2007; г. Красноярск, 2008)

IV, V международные конференции “Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений”. г. Петропавловск-Камчатский, 2007; 2010;

International Heliogeophysical Year 2007 “New insights into solar-terrestrial physics”. Zvenigorod, Moscow region, 2007;

Шестая Международная конференция “Естественные и антропогенные аэрозоли”. г. С.-Пб., 2008;

8th Annual Meeting of the European Meteorological Society, 7th European Conference on applied Climatology. Netherlands, Amsterdam, 2008;

Committee of Space Research. Beijing, China, COSPAR 2006;

Int. Symp. of Atmos. and Meteorological Sciences. Beijing, China, 2005;

25 Международная конференция “Лазерные радары”. г. С.-Пб., 2010.

8-th International conference “Problems of Geocosmos”. St.-Petersb., 2010.

Личный вклад

Автор непосредственно участвовал в работах по модернизации ионосферной станции ИКИР и по созданию лидарной станции. Делал постановку задач и разработку алгоритмов для программ управления лидарной станцией, программ обработки ионосферных и лидарных данных. Проводил апробацию программ и готовил задания по их усовершенствованию. Планировал и проводил экспериментальные измерения, в том числе эксперименты для разработки метода учета явления последствия ФЭУ.

В полном объеме выполнил обработку и анализ лидарных данных, исследовал их особенности, провел сопоставление с ионосферными и спутниковыми данными. Готовил публикации полученных результатов.

Создание лидарной станции выполнено под методическим руководством Института оптики атмосферы СО РАН.

Публикации

Результаты диссертации опубликованы в 10 работах, из них 8 статей по профилю исследований в отечественных и зарубежных рецензируемых журналах из списка ВАК и 2 статьи в Трудах конференций.

Структура и объем работы

Диссертация включает 4 главы, Введение, Заключение, 2 приложения, 107 страниц, 43 рисунка и 4 таблицы. Библиографический список содержит 83 ссылки.

Содержание работы

Во **Введении** обоснована актуальность работы, сформулированы ее цели и задачи, новизна полученных результатов, практическая значимость, определен личный вклад автора. Сформулированы основные положения, выносимые на защиту. Приведен перечень основных публикаций.

Глава 1. В разделе 1.1 приведен краткий обзор состояния исследований вопроса о возможности и условиях формирования аэрозоля в верхней стратосфере и мезосфере. Обоснована постановка задачи синхронных лидарных и ионосферных наблюдений во время появления аэрозоля в верхней стратосфере и мезосфере.

В разделе 1.2 приведено описание ионного состава атмосферы на мезосферных высотах и явления зимнего аномального поглощения радиоволн.

В разделе 1.3 приведено описание аппаратных средств наблюдения. Приводятся основные характеристики релеевской лидарной станции, схема лидарной установки, описание программ управления лидаром и программ обработки лидарных данных. Дается описание схемы проведенной модернизации ионосферной станции, разработанных программ управления работой АИС и программ обработки ионограмм.

Применение цифровых технологий при обработке ионосферных данных ИКИР опубликовано в работе [9] и использовано при подготовке данных в работах [1, 2]. Описание программ управления лидаром и программ обработки данных приведено в работе [10].

Глава вторая

В разделе 2.1 кратко рассмотрены методы обработки лидарных сигналов и расчета профилей отношения рассеяния, взятые из работ ИОА СО РАН. В качестве основного, восстанавливаемого по эхо-сигналам параметра, рассматривается отношение рассеяния R , представляющее отношение суммарного коэффициента обратного рассеяния к молекулярному:

$$R(H) = \frac{\beta(H)}{\beta_M(H)} = 1 + \frac{\beta_A(H)}{\beta_M(H)}, \quad \text{где } \beta_M(H), \beta_A(H) - \text{коэффициенты}$$

обратного молекулярного и аэрозольного рассеяния.

Из лидарных данных этот параметр может быть получен в соответствии с решением лидарного уравнения в виде:

$$R(H) = \frac{[N(H) - N_{FT}] H^2}{CT^2(H)\beta_M(H)}, \text{ где } H - \text{высота; } N(H) - \text{эхосигнал с высоты } H;$$

$T(H)$ - прозрачность слоя атмосферы от лидара до текущей высоты H ;
 N_{FT} - сумма фонового сигнала, темнового шума и импульсов последствия фотоэлектронного умножителя (ФЭУ);

C - аппаратная постоянная лидара, которая определяется из условия нормировки на единицу в точке минимума лидарного отношения рассеяния.

Суммарный фоновый и темновой шум измеряется в процессе самого эксперимента, прозрачность атмосферы и величина молекулярного рассеяния $T(H)$ и $\beta_M(H)$ вычислялись по формулам:

$$T(H) = \exp\left(-\int_0^H \frac{4\pi\beta_M(h)}{1.5} dh\right), \quad \beta_M(H) = 0.462 \times 10^{-3} [P(H) / T(H)],$$

где P – давление, T – температура, H, h – высота.

Температура и давление атмосферы могут определяться по модели NRLMSIS-00, либо по данным температуры, измеренным на спутниках. Погрешность определения R рассчитывалась по методике, изложенной в работе [12] в соответствии с формулой:

$$\Delta R/R = ((N+N_{FT})/N^2 + (N_c+N_{FT})/N_c^2 + 0.0003)^{1/2}$$

Здесь второе слагаемое, содержащее N_c – значение сигнала в точке нормировки, появляется при определении аппаратной постоянной лидара C , последнее слагаемое получено в качестве оценки погрешности в определении молекулярного рассеяния и прозрачности атмосферы.

В **разделе 2.2** приведено описание способа измерения фонового сигнала и влияния Луны на форму профиля отношения рассеяния на больших высотах. Сделан вывод о том, что наличие Луны во время проведения лидарных наблюдений может более, чем на порядок, увеличить значение фонового сигнала. При этом высота области с приемлемым отношением сигнал/фон может уменьшиться на 10-20 км. На высотах больше 60 км рост фонового сигнала вызывает заметное ложное возрастание сигнала и отношения рассеяния. По этой причине фоновый сигнал измеряется в течение 4 мс, с 20 по 24 мс после посылки каждого лазерного импульса.

В **разделе 2.3** приводятся результаты исследований последствия ФЭУ Hamamatsu H8259-01. При обработке сигналов в 2007-2009 годах обнаружилось, что, начиная с ~ 60 км, в сигналах прослеживается влияние последствия ФЭУ, которое приводит к ложному росту отношения рассеяния. Проведенные эксперименты показали, что влияние импульсов последствия становится малозаметным при запирании ФЭУ до высоты ~ 40 км, и можно считать, что сигнал в этом случае не содержит импульсов последствия.

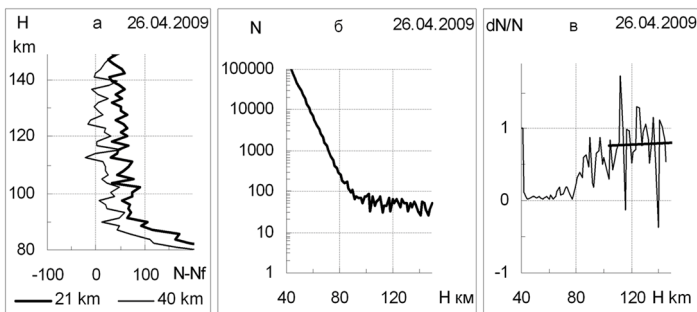


Рис. 1. Лидарные сигналы N_1 и N_2 , фон вычтен (а), сигнал N_1 (б), отношение разности сигналов $(N_1 - N_2)$ к основному сигналу N_1 (в).

Исследованы сигналы, полученные 26.04.2009 при запырении ФЭУ до 21 км (N_1) и до 40 км (N_2), рисунки 1, 2. Накопление сигналов 4 и 2 часа соответственно, поэтому второй сигнал нормирован умножением на отношение числа импульсов N_1 к числу импульсов N_2 . На рисунке 1 изображены сигналы N_1 и N_2 (рис. 1а), основной сигнал N_1 (рис. 1б) и относительная разница сигналов $(N_1 - N_2)/N_1$ построенная по экспериментальным данным (рис. 1в).

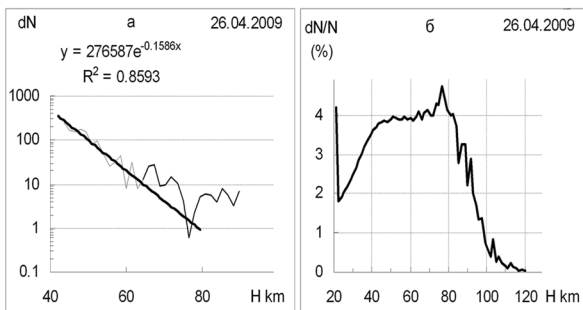


Рис. 2

Разница сигналов при запырении ФЭУ до 21 и 40 км (а) и относительная поправка к основному сигналу в процентах (б)

На рисунке 2 изображена разница сигналов (рис. 2а) и разница, вычисленная по формуле рисунка 2а и отнесенная к величине основного сигнала N_1 в процентах (рис. 2б). По рисунку 2б видно, что последствие примерно постоянно (4%) в интервале 40-80 км и резко падает до нуля в интервале 80-100 км. Но профиль отношения рассеяния, откорректированный с использованием формулы $\Delta N = 276587 \exp(-0.1586H)$, приведенной на рисунке 2а, почти не отличается от некорректированного.

По рисунку 1а видно, что последствие имеет место на сигнале N_1 и падает очень медленно, на сигнале N_2 оно просматривается примерно до 110 км. Сравнение же рисунка 1в с его модельным аналогом, рисунком 2б, показывает, что в области 40-80 км поправки совпадают, а на больших

высотах ($H > 80$ км) ведут себя прямо противоположно. На больших высотах вклад последствия в сигнал приближается к единице (рис.1в), и это означает, что сигнал там состоит главным образом из последствия. Из рисунка 1б также следует, что сигнал N_1 можно аппроксимировать двумя экспонентами – на высотах больших и меньших 80 км.

Для больших высот можно представить сигнал последствия в виде свертки:

$$I_t(H|h_0) = \int_{h_0}^H I(h)Q(H-h)dh, \quad (1)$$

где $I(h)$ – основная часть интенсивности сигнала с ФЭУ, которая пропорциональна падающему потоку излучения; H , h – высота (время) наблюдения, h_0 – высота записи ФЭУ, Q – переходная импульсная характеристика, описывающая последствие в линейном приближении. По физическому смыслу $Q(t-t')$ – реакция системы в момент t на засветку, полученную в момент t' .

Для Q и I можно использовать приближенные выражения:

$$I(h) = I_0 \exp(-h/H_0)/h^2, \quad Q(t-t') = Q_0 \exp[-(t-t')/\tau], \quad \text{при } t > t';$$

где H_0 – высота однородной атмосферы, τ – постоянная времени для последствия. Такое представление сигнала означает, что мы пренебрегаем изменениями температуры с высотой и считаем, что коэффициент молекулярного рассеяния определяется только содержанием молекул.

Тогда переходя к переменным H и h от t и t' из интеграла (1), содержащего интегральную показательную функцию, можно получить для сигнала последствия выражение справедливое для больших высот:

$$I_t(H|h_0) = I_0 Q_0 H_0 \left(1/h_0^2\right) \exp(-h_0/H_0) \exp[-(H-h_0)/H\tau], \quad H\tau = \tau c/2$$

Это выражение можно интерпретировать следующим образом. На больших высотах, $(H-h_0)/H \gg 1$, величина последствия пропорциональна общей энергии сигнала, зарегистрированного ФЭУ на заданной границе записи устройства h_0 , и экспоненциально убывает с высотой с характерным масштабом равным $H\tau$. Таким образом, можно считать, что на больших высотах сигнал последствия описывается простой экспоненциальной зависимостью:

$$I(H) = A \exp(-BH) + C \quad (2)$$

По физическому смыслу C – это фоновый сигнал, который может быть измерен, а затем вычтен из исходного сигнала. В общем случае эта аппроксимация включает и фоновый сигнал, при этом A , B и C оцениваются по сигналу с высот 90-150 км на основе метода наименьших квадратов.

На рисунках 3а и 3б представлено отношение рассеяния, построенное по лидарному сигналу, полученному 26 апреля 2009 года при записи ФЭУ

до высоты 21 км, без коррекции (рис. 3а) и с коррекцией на последствие ФЭУ (рис. 3б), с использованием аппроксимации (2). На рисунке 3в приведено отношение рассеяния без коррекции на последствие ФЭУ, полученное по сигналу 26.04.2009 с запиранием ФЭУ до высоты 40 км.

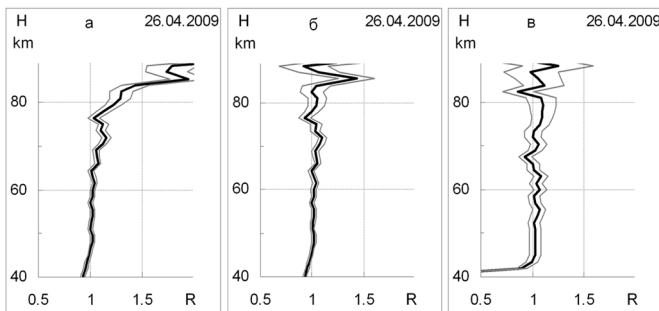


Рис. 3.
Отношение
рассеяния
26.04.2009 при
запирании ФЭУ
до высоты 21 км
(а) и 40 км (в),
б –профиль (а)
после коррекции.

В разделе 2.4 приводятся примеры, показывающие применимость метода коррекции также и на стратосферных высотах.

В разделе 2.5 в качестве иллюстрации эффективности предложенного метода коррекции лидарных сигналов, приведены результаты лидарных наблюдений серебристых облаков над Камчаткой, обнаруженных в июне 2009 и 2010 гг. на высотах 81-87 км. Профили отношения рассеяния были восстановлены до высот ~ 90 км.

Опыт обработки лидарных сигналов за 2007-2010 годы показывает, что предложенная методика коррекции исходного сигнала путем выделения в области 90-150 км экспоненты и вычитания ее из исходного сигнала позволяет восстановить профиль отношения рассеяния до высот 75-90 км.

Применение метода коррекции опубликовано в работе [3].

В главе 3 представлены результаты лидарных наблюдений, проведенных на Камчатке за период 2007-2011 г. Данные обработаны на последствие по методике гл. 2.

В разделе 3.1 содержатся аннотация и введение к гл. 3.

В разделе 3.2 приводятся описание структурных особенностей аэрозольных слоев, наблюдавшихся в средней атмосфере Камчатки и сезонных особенностей их появления. Стратосферные слои аэрозоля (рис. 4б) характеризуются большой протяженностью, от тропосферы и до высот ~50 км. Отношение рассеяния обычно монотонно убывает с высотой, на высоте 30 км может достигать значений 1.5 и более, в редких случаях наблюдаются значения R порядка 2-3. Наиболее часто появляются в ноябре-декабре. Часто, но не всегда, наблюдаются одновременно с аэрозольными слоями в мезосфере. За период с конца октября 2007 г. по декабрь 2011 г. в холодный сезон регистрировались около 50 раз.

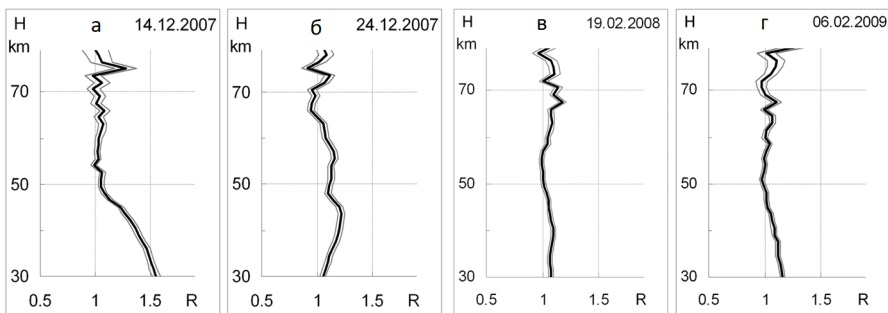


Рис. 4. Типы аэрозольных слоев, наблюдавшихся в средней атмосфере Камчатки.

Мезосферные слои могут иметь толщину в несколько километров, при большой протяженности слоя на нем могут наблюдаться несколько максимумов на разных высотах (рис. 4в, 4г). Появляются как одновременно со слоями в стратосфере, так и в их отсутствии. Отношение рассеяния редко превышает 1.1-1.15. За тот же холодный период наблюдались более 50 раз.

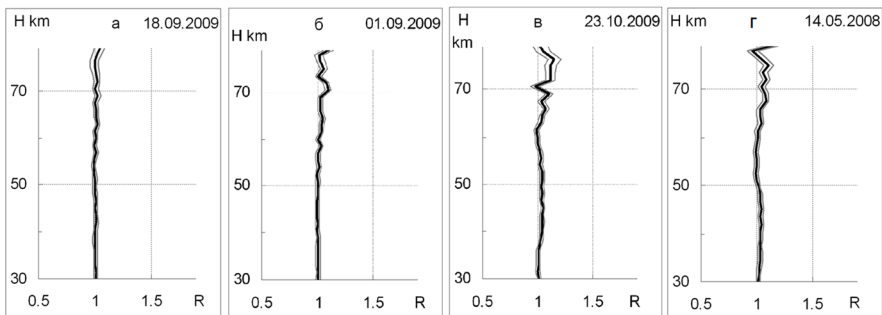


Рис. 5. Профили отношения рассеяния, характерные для теплого сезона.

Выделено два периода, различающихся возможностью появления аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере - холодный, с ноября по март и теплый с апреля по октябрь. В холодный сезон могут появляться аэрозольные слои во всем интервале высот 30-80 км. Профили, характерные для холодного сезона, приведены на рисунке 4. Величина аэрозольного рассеяния может достигать особенно больших значений в области высот меньше 50 км. В декабре 2007 года во все 6 проведенных дней наблюдений получены профили такой же формы, как на рисунках 4а, 4б. Такие же профили появлялись и в ноябре-декабре 2008- 2011 годов.

Для теплого сезона характерно слабое аэрозольное наполнение в средней атмосфере (рис. 5). Незначительное возрастание отношения

рассеяния может наблюдаться в области высот 65-80 км. Наиболее близко молекулярному рассеянию соответствуют профили августа и сентября.

Причина аэрозольного наполнения верхней стратосферы в зимний период может заключаться в усилении процессов тропосферно-стратосферного обмена за счет турбулентной диффузии, поставляющей аэрозоль из тропосферы в стратосферу.

В разделе 3.3 анализируются профили отношения рассеяния, полученные во время стратосферного потепления в январе 2008 г.

По результатам измерений температуры на спутнике Аура сделано заключение о стратосферном потеплении над Камчаткой, имевшем место с 18 по 25 января.

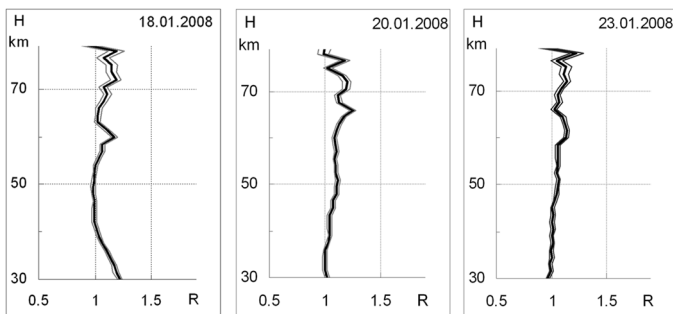


Рис. 6.
Профили отношения рассеяния, полученные во время стратосферного потепления в январе 2008 г.

На рисунке 6 приведены профили отношения рассеяния за 18, 20, 23 января 2008 г. На рисунке 7 представлены профили, полученные 18 января за три часа – начала, середины и окончания измерений.

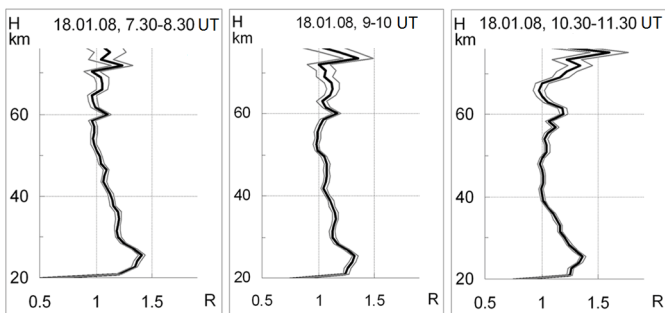


Рис. 7.
Профили начала, середины и окончания измерений 18.01.2008.

Характерным для этих профилей является наличие выраженных тонких аэрозольных слоев в интервале высот 60-70 км. При вычислении отношения рассеяния использованы данные температуры, измеренной на спутнике Аура. На всех температурных профилях в эти дни наблюдалось понижение температуры в области 60-75 км на 30-40 градусов по сравнению с данными модели NLRMSIS-00, уменьшение высоты стратопавзы,

волнообразные изменения профиля температуры. Профилям отношения рассеяния за 18 января с часовым накоплением сигнала также свойственен волнообразный характер изменения (рис. 7). Стабильными в течении всего времени наблюдений оставались тонкий слой на высоте 60 км и слой на высоте 20-40 км. Тонкий слой на высоте 60 км наблюдался более 4 часов.

На рисунке 8 представлены скорости зональной и меридиональной компонент ветра по данным Британского центра данных (BADC).

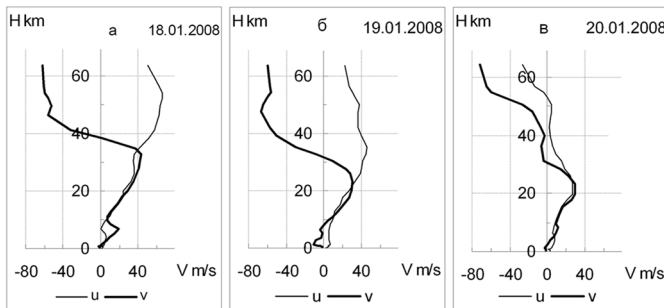


Рис. 8.
Скорость
зональной (u) и
меридиональной
(v) компонент
ветра по данным
BADC.

Восемнадцатого января высоте 60 км в 12:00 UT (24:00 местного времени) скорость ветра составляла 90 м/с в юго-восточном направлении. Двадцатого января слой находился на высоте 65 км, скорость ветра на этой высоте составляла 75 м/с в юго-юго-западном направлении. Отсюда следует, что горизонтальный пространственный масштаб явления на высоте 60-65 км имеет порядок не меньший, чем ~1000 км.

В разделе 3.4 приводятся среднестатистические профили, полученные за период с ноября по март с 2007 по 2011 год. На рисунке 9 представлены среднестатистический профиль, полученный в работе [13] (а), и “средние” профили по лидарным данным за 2007-2011 годы (б - г).

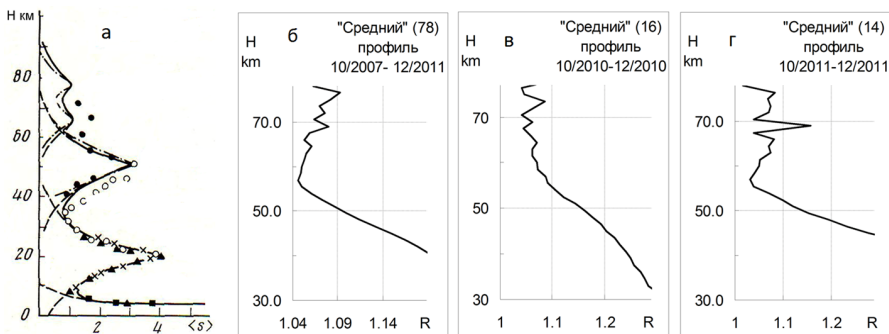


Рис. 9. Среднестатистические профили за холодный сезон.

Обычная продолжительность сеанса зондирования составляет 4 часа. Период усреднения обозначен на каждом рисунке. Число в скобках –

количество суммированных дней. По данным, полученным на основе статистического анализа более 10000 наблюдений различных видов, в основном спектрофотометрических, за период 1940 по 1980 г. Г.В. Розенбергом с соавторами было установлено наличие аэрозольных образований на высотах 20, 50, 65 и 75 км (рис. 9а).

Согласно лидарным данным, на всех итоговых профилях, полученных за год в холодный сезон, выделяются слои на высотах 65-67.5 км и 75-76.5 км. В декабре 2009 и 2011 годов появлялся также выраженный слой на высоте 69 км (рис. 9г), что нашло отражение на итоговом профиле, имеющим максимумы на высотах 65, 69 и 75 км. Совпадение высот слоев на усредненном профиле в мезосфере с результатами наблюдений прошлого века (65 и 75 км) подтверждает достоверность полученных лидарных данных. Наличие слоя на 50 км лидарными наблюдениями на Камчатке не подтверждается. Согласно результатам работ А.А. Черемисина с соавторами, анализировавших данные ультрафиолетового телескопа космической астрофизической станции Астрон слой этот существует в районе экватора и средних широт. Появление в зимнее время слоев в области 30-50 км подтверждается лидарными наблюдениями, проведенными в Томске.

Профили с аэрозольным рассеянием, полученные в период ноябрь-февраль с 2007 по 2011 годы приведены в Приложении 2.

Материалы этой главы опубликованы в работах: [4, 5, 6].

В главе 4 проводится анализ геофизической обстановки во время появления аэрозольного рассеяния в средней атмосфере Камчатки.

В разделе 4.1 проведены оценки возможности конденсации паров воды в мезосфере по данным измерений на спутнике Аура. На рисунках 10а, 10б представлены давление насыщенных паров надо льдом и давление паров воды, полученные по средним значениям декабря 2009 г. (а) и для 7 декабря 2009 г. (б). В этот день на высоте 72 км наблюдалось максимальное по всем дням лидарных наблюдений отклонение температуры от модельных значений, равное 56 градусам на высоте 72 км. На рисунках 10в, 10г приведены температура по модельным и спутниковым данным и профиль отношения рассеяния, полученный в этот день.

Давление насыщенных паров надо льдом вычислялось по формуле Магнуса: $E = E_0 \cdot 10^{(9.5 \cdot t / (265.5 + t))}$, где t – температура по шкале Цельсия, $E_0 = 6.1078$ мб. Из исходных данных рисунка 10б следует, что, несмотря на значительное понижение температуры, для достижения точки росы содержание воды необходимо увеличить в 12.5 раз. В обычных зимних условиях (рис. 10а), содержание паров воды в мезосфере на 4 порядка меньше, чем необходимо для достижения точки росы.

Во время стратосферного потепления в январе 2008 года отклонение температуры от модельных значений в области 60-75 км в период с 18 по 23 января составляло 30-40 градусов. По результатам измерений температуры и

удельного содержания воды со спутника Аура в эти дни недостаток воды до достижения точки росы в мезосфере составлял около 2-3 порядков, и обычная конденсация была невозможна.

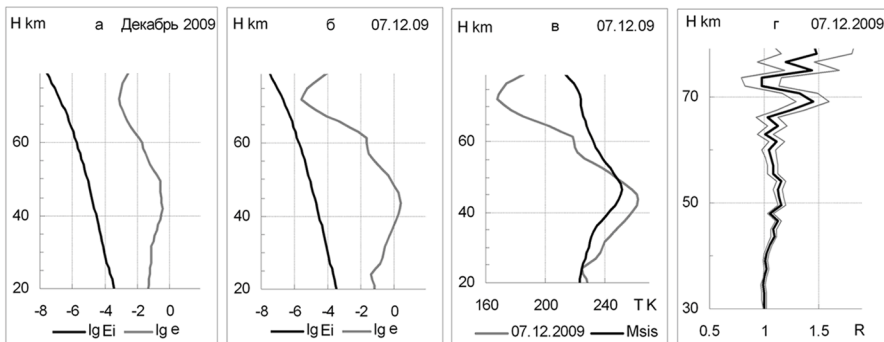


Рис. 10. Давление насыщенных паров над льдом (E_i), давление паров воды (e), температура ($T^\circ \text{ K}$) и отношение рассеяния (R) для декабря 2009.

Во всех случаях появления аэрозоля в мезосфере отмечалось понижение температуры в области высот 60-75 км по сравнению с модельными данными. Возможно, ответ нужно искать в фотохимии и укрупнению ионов по реакции:

$\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_n + \text{H}_2\text{O} + \text{M} \leftrightarrow \text{M} + \text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_{n+1}$ (3), или аналогичной, с ионом NO^+ .

Отношение коэффициентов прямой и обратной реакции (3) имеет сильную температурную зависимость. Для $n = 4$ в выражение для константы скорости реакции температура входит в виде $(300/T)^4$. При уменьшении температуры на 10 градусов отношение коэффициента скорости прямой реакции к обратной увеличивается на порядок. По оценкам разных авторов, для начального этапа реакций, приводящих к образованию ионов-связок типа $\text{NO}^+(\text{H}_2\text{O})_n$, обнаружена еще более сильная температурная зависимость с показателем степени температуры $T^{-14} - T^{-18}$.

В разделе 4.2 проведена оценка связи появления аэрозоля с температурой. Оценка проводилась по всем дням лидарных наблюдений, проведенных с ноября 2007 г. по февраль 2011 г за холодный период ноябрь-февраль. Всего за этот период получено 54 профиля отношения рассеяния. Из их числа исключены профили, имеющие аномально большие значения отношения рассеяния (2-3) на высоте 30 км. Таких дней получилось пять, оставшиеся 49 профилей составили две группы - 25 профилей, полученных во время стратосферных потеплений, и 24 профиля, полученных в обычных условиях. По каждой группе температура и отношение рассеяния усреднялись в двух интервалах высот: 24-50 и 50-72 км. Такое разделение примерно соответствует стратосфере и мезосфере.

Для данных, полученных в обычных условиях, коэффициент корреляции между средней температурой в области высот 24-50 км и средним отношением рассеяния в этой же области получился равным -0.75, при доверительном интервале $\{-0.593; -0.907\}$ и уровне значимости 0.1 по критерию Стьюдента. В области высот 50-72 км по этим же данным коэффициент корреляции получился равным -0.4.

Для второй группы данных, полученных во время стратосферных потеплений, корреляции получены в области 50-72 км, с коэффициентом корреляции -0.71, уровне значимости 0.1 и доверительном интервале $\{-0.57; -0.93\}$. В области 24-50 км корреляций не обнаружено. Статистическое обоснование полученных значений и линии регрессии R на T с облаком точек коррелянтов приведены в приложении 1.

Полученные корреляции показывают, что понижение температуры является одним из факторов, способствующих появлению аэрозоля, хотя содержание паров воды не обеспечивает условий достижения точки росы.

В разделе 4.3 приводятся анализ данных о появлении аэрозоля в средней атмосфере Камчатки и его возможной связи со стратосферными потеплениями и аномальным поглощением радиоволн в ионосфере. Показано, что появление аэрозоля не всегда сопровождается стратосферными потеплениями. Но, как правило, появление аэрозоля сопровождалось аномальным поведением ионосферного параметра f_{min} , характеризующего поглощение радиоволн частоты первых МГц в ионосфере. Каких либо количественных характеристик этой связи не получено, и делать вывод о связи явлений преждевременно.

В разделе 4.4 обсуждаются корреляции между средним по слою отношением рассеяния R, накопленным за 15 минут, и ионосферным параметром f_{min} . На рисунке 11 приведены данные за 18 и 23 января и 19 февраля 2008 г. В эти дни наблюдались выраженные тонкие слои на высотах 60-75 км. Профили отношения рассеяния за эти дни приведены на рисунках 4 и 6. Выше 75 км сигнал, накопленный за 15 минут, становится слабым, и эта область высот далее не рассматривается. 15-минутные лидарные данные сглаживались методом скользящего среднего. В качестве f_{min} выбиралось его среднее значение на границах 15-минутного интервала. Усреднение отношения рассеяния проводилось по высотам 65-70, 60-65 и 72-76.5 км для слоев на профилях за 18, 23 января и 19 февраля 2008 г. соответственно.

Исходные данные рисунков 11а, 11б относятся к области высот, меньше 70 км (65-70 и 60-65 км соответственно), сигнал составляет ~150-400 фотонов за 15 минут накопления и дополнительно усредняется при суммировании по высоте. Коэффициенты корреляции равны 0.68 и 0.77 с доверительными интервалами $\{0.5; 0.93\}$ и $\{0.59; 0.95\}$ соответственно при уровне значимости 0.1 по критерию Стьюдента. Статистическое обоснование

полученных значений и линии регрессии R на f_{min} с облаком точек коррелянтов приведено в Приложении 1.

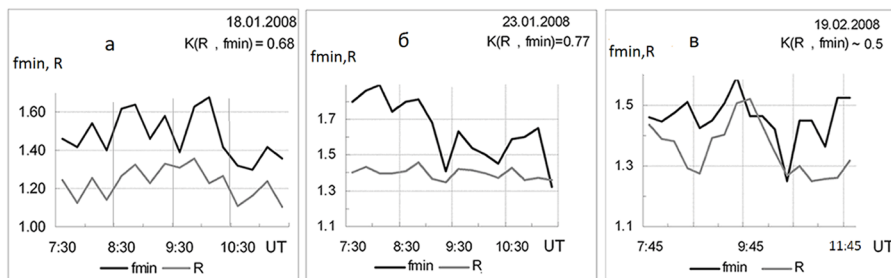


Рис. 11. Ход f_{min} и отношения рассеяния R , усредненного по высоте слоев.

На рисунке 12 приводятся профили отношения рассеяния, полученные 19 февраля 2008 г. за первый час наблюдений (рис. 12а), последний час (рис. 12в) и за два часа наблюдений в промежутке между ними (рис. 12б).

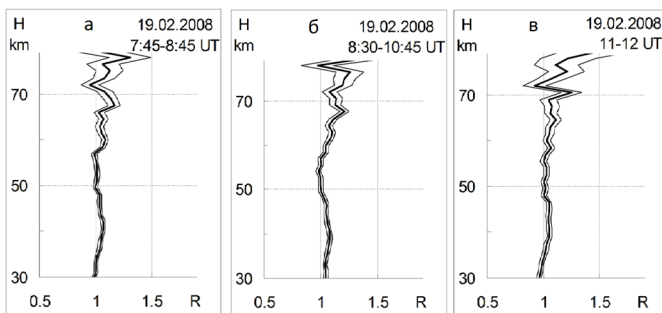


Рис 12.
Профили
отношения
рассеяния,
полученные
19.02.2008.

На рисунке 11в за 19 февраля в течение более чем двух часов в середине наблюдений наблюдаются корреляции f_{min} с отношением рассеяния R . В это же время с 8:30 по 10:45 UT в области 72-76.5 км наблюдался пик отношения рассеяния (рис. 12б). В последний час корреляции отсутствуют. В это время на высоте 70.5 км сформировался тонкий пик отношения рассеяния (рис. 12в), который коррелирует с ростом f_{min} , приведенном на рисунке 11в, но не попадает в область высот 72-76.5 км, что и определяет общую слабую корреляцию по области 72-76.5 км.

Из рисунка 11 видно, что во все дни наблюдались высокие ночные значения f_{min} , равные 1.6-1.7 МГц. Рост f_{min} вызывается увеличением содержания свободных электронов в области высот 75-95 км. Рост плотности электронов в ночной области D можно объяснить появлением дополнительных источников ионизации. Исследованы данные о высыпаниях электронов в атмосферу Камчатки, наблюдавшиеся одновременно с появлением аэрозольного рассеяния в мезосфере.

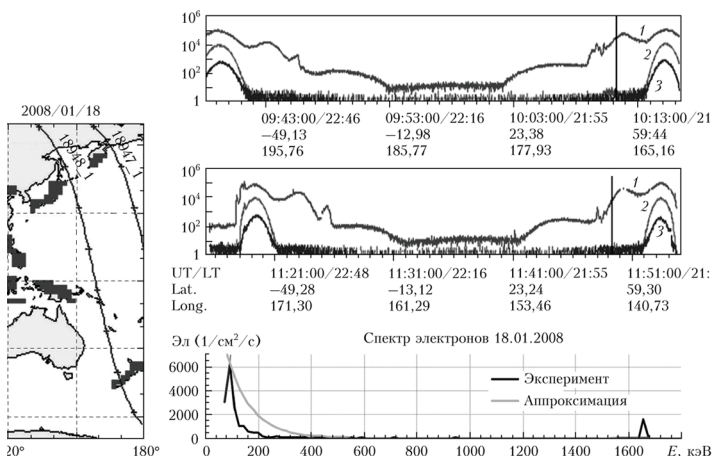


Рис. 13.
Траектории
спутника
Деметер
18.01.2008,
потоки
электронов
вдоль этих
траекторий
и спектр на
ближайшей
из них.

Использованы результаты измерений спутника Деметер, пролетавшего на высоте 660 км, как восточнее, так и западнее Камчатки непосредственно во время проведения лидарных наблюдений. В левой части рисунка 13 представлены траектории спутника Деметер за 18 января 2008 года. В правой части рисунка на верхних двух панелях представлены зарегистрированные электроны (эл/с) в интервале энергий 92-526 кэВ (верхняя кривая 1) для каждой из траекторий. Момент пересечения параллели 53° с.ш. отмечен черной вертикальной линией. В нижней части рисунка представлен спектр высыпавшихся электронов, зарегистрированный в момент пересечения 53° с.ш. на ближайшей, “восточной” траектории. Светлыми линиями на спектре представлены его аналитические аппроксимации, использованные для вычисления функции ионообразования.

Представленный на рисунке 13 спектр высыпавшихся электронов начинается с 72.9 кэВ, имеет максимум на 90.2 кэВ и быстро спадает почти до нуля при энергиях больше 200 кэВ. Согласно расчетам, проведенным А. Омхольтом [14], электроны с моноэнергетическим спектром и энергиями 40 кэВ производят максимум ионизации в области высот 90 км, для энергий 300 кэВ – вблизи 70 км. При использовании максвелловского спектра область максимума ионизации расширяется, высота максимума уменьшается. При этом скорость ионизации в точке максимума меняется мало и может быть вычислена по аппроксимации [15]:

$q_e = J_e / [E_0 G(1+\gamma)] \int f(E, E_0, \gamma) q(E, Y) dE$, где G – гамма-функция, E_0 – характерная энергия спектра (эВ), J_e – поток электронов (см⁻²с⁻¹), $f(E, E_0, \gamma)$ – спектр высыпавшихся электронов. Спектр обычно аппроксимируется функцией:

$$f(E, E_0, \gamma) = (E/E_0)^\gamma \exp(-E/E_0), \quad (4)$$

которая при $\gamma=1$ дает максвелловское распределение, $q(E,Y)$ однозначно определяется энергией электронов и концентрацией нейтральных составляющих. Спектр, представленный на рисунке 13, при энергиях $E < 90.2$ кэВ очень хорошо аппроксимируется функцией типа (4) с $\gamma = 4.28$ и $J_e = 17000$ эл/см²/с. Для электронов с энергией больше 90.2 кэВ спектр функцией (4) аппроксимируется хуже, на рисунке 13 представлена аппроксимация спектра формулой (4) с $\gamma=0.01$, и дальнейшее уменьшение γ не меняет форму кривой.

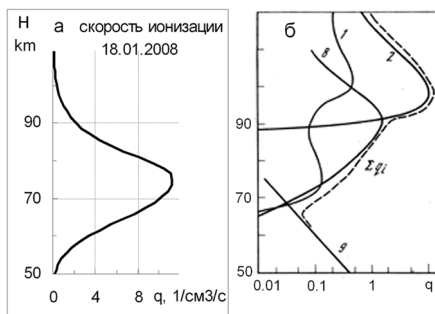


Рис. 14. Скорость ионизации электронами для спектра рисунка 13 (а) и скорость ионизации для “средних” ночных условий [11] (б).

На рисунке 14а приведены результаты расчета скорости ионизации для $J_e=17000$ эл/см²/с с использованием спектров с $\gamma = 4.28$ для энергий электронов от 72.9 до 90.2 кэВ и с $\gamma=0.01$ для энергий больше 90.2 кэВ. Скорость ионизации в максимуме, рассчитанная на один электрон, хорошо соответствует результатам А. Омхольта, но высота максимума ионизации равна 72 км, область ионизации шире. На рисунке 14б приведено распределение скорости ионизации для ночных условий, принятое в модельных исследованиях В.В. Кошелева. В области высот 60-75 км рассчитанные значения скорости ионизации превышают модельные значения в 40-100 раз. Кроме того, меняется фотохимия в этой области высот, поскольку основным ионизуемым компонентом здесь становится не малая составляющая NO, а основные атмосферные газы – молекулярные азот и кислород.

Спектры Демер не общедоступны, и по другим дням появления аэрозольного рассеяния в мезосфере можно воспользоваться только результатами измерений общего количества электронов с энергий 92-526 кэВ, зарегистрированных за секунду. Во всех случаях появления аэрозольного рассеяния в мезосфере наблюдалось их увеличение на 1-3 порядка над минимальным для г. Петропавловска-Камчатского значением $\sim 10^2$ эл/с, примерно определенным по данным 120 дней измерений с ИСЗ Демер.

Наличие корреляций между отношением рассеяния R и f_{min} означает, что резкие изменения значений ночных f_{min} и образование аэрозольного рассеяния в мезосфере могут объясниться одним возможным механизмом – высыпавшимися релятивистскими электронами. Нестабильность корреляций

на разных временных интервалах, может вызываться изменениями энергетических спектров высыпавшихся электронов.

Похожие результаты для нижней стратосферы получены в работе [16], в которой исследовались данные разнородных наблюдений за аэрозолем в период с 1953 по 1997 г. Статистический анализ данных показал, что прозрачность нижней стратосферы менялась в фазе с 11-летним циклом галактических космических лучей имеющих максимум ионизации на высотах 12-20 км. Имеются также сообщения об уменьшении прозрачности атмосферы после солнечных протонных событий, помутнениях верхней атмосферы после интенсивных полярных сияний.

Физический механизм образования оптически активной фракции аэрозольных частиц при возрастании ионизации и содержании паров воды, далеко от насыщения, неясен. Уменьшение давления насыщенных паров над заряженной каплей $E(r,q)$ по отношению к давлению E над плоской поверхностью можно оценить по известной формуле Дж. Томсона: $E(r,q)/E = \exp \left[2\sigma / (r\rho R_p T) - q^2 / (8\pi \varepsilon^4 R_p \rho T) \right]$, где ρ , σ – плотность и коэффициент поверхностного натяжения жидкости; R_p – газовая постоянная для паров воды; ε – диэлектрическая проницаемость воздуха; r , q – радиус и заряд капли; T – температура.

Оценки показывают, что для однократно заряженной капли и температуре 200°K это отношение становится меньше единицы для частиц с радиусами меньше 1 нм. Для частиц с $r=0.6$ нм это отношение равно 0.0009 и по результатам оценок раздела 4.1 конденсация паров воды на таких частицах возможна. Но уже для капель с радиусами $r \sim 1.4$ перенасыщение должно составлять величину ~ 2.2 спадая затем до единицы для частиц с размерами порядка 15-20 нм.

Свою роль в этом процессе может играть наличие на мезосферных высотах частиц метеорной пыли. Согласно литературным данным, на высоте 60 км присутствуют частицы метеорной пыли размерами 10 нм и содержанием $1.8 \cdot 10^3 \text{ см}^{-1}$ [17]. Эти частицы образуются в результате реконденсации метеорного вещества, имеющегося на высоте ~ 90 км в количестве $\sim 6.8 \cdot 10^4 \text{ см}^{-1}$ и с размерами ~ 2.6 нм.

Результаты этой главы опубликованы в работах [5, 7, 8]

В Заключение сформулированы основные результаты работы.

1. Адаптирован метод коррекции лидарных сигналов для мезосферных высот с целью учета последействия ФЭУ, заключающийся в выделении экспоненты из сигнала в области высот ~ 90 -150 км и вычитания ее из исходного сигнала во всей области высот. Использование этого метода для лидара с энергией излучения 0.4 Дж в импульсе, частотой 10 Гц и зеркалом телескопа диаметром 0.6 м, устраняет вклад последействия в области высот больше 60 км и обеспечивает восстановление профилей отношения рассеяния до 75-90 км при времени накопления сигналов около часа.

2. Выявлены сезонные особенности вертикальной стратификации аэрозоля в стратосфере и мезосфере Камчатки (30-80 км), заключающиеся в том, что появление аэрозольных слоев происходит в холодный сезон, с конца октября по март. За период с конца октября 2007 года по декабрь 2011 зарегистрировано более 50 случаев появления аэрозольных слоев в стратосфере, и столько же случаев появления их в мезосфере. В теплый сезон слабое аэрозольное рассеяние может наблюдаться в области 65-80 км. Появления аэрозольного рассеяния в теплый сезон в стратосфере за четыре года не зарегистрировано. Среднестатистический профиль отношения рассеяния в мезосфере Камчатки имеет максимумы на высотах 65, 69 и 75 км;

3. Показано, что во время стратосферных потеплений среднее отношение рассеяния на мезосферных высотах (50-72 км) коррелирует с понижением средней температуры в этой области. Корреляций на стратосферных высотах (24-40 км) не наблюдается. В обычных условиях наблюдаются корреляции на стратосферных высотах (24-50 км) и слабые корреляции в мезосфере;

4. Обнаружены короткопериодные (15 минут) корреляции среднего по мезосферному слою отношения рассеяния с ионосферным параметром f_{min} , которые означают, что изменения f_{min} и формирование слоя с аэрозольным рассеянием могут иметь общую причину - высыпания релятивистских электронов из радиационного пояса Земли. Физический механизм образования оптически активной фракции аэрозольных частиц при возрастании ионизации и содержании паров воды, далеко от насыщения, пока неясен.

Основные публикации

1. Полех Н.М., Пирог О.М., Воейков С.В., Татаринов П.В., Степанов А.Е., Бычков В.В., Думбрава З.Ф. Ионосферные возмущения в восточно-азиатском регионе во время геоактивного периода в ноябре 2004 г. // Геомагнетизм и аэрономия, - 2006. Т. 46, № 5, - С. 1-11.
2. Shiokawa K., Otsuka Y., Nishitani N., Ogawa T., Tsugawa T., Smirnov S. E., Bychkov V. V. and Shevtsov B. M. Northeastward motion of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances at middle latitudes observed by an airglow imager // J. Geophys. Res., V. 113, A12312, doi:10.1023/2008JA013417, 2008.
3. Бычков В. В., Пережогин А. С., Шевцов Б. М., Маричев В.Н., Новиков П.В., Черемисин А.А. Учет импульсов последействия ФЭУ в лидарных сигналах средней атмосферы Камчатки // Оптика атмосферы и океана. – 2011. №2, - С. 107-111.
4. Бычков В.В., Маричев В.Н. Образование водных аэрозолей в верхней стратосфере в периоды зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосферы и океана. – 2008. № 3, - С. 248-255.

5. Бычков В. В., Маричев В.Н, Пережогин А. С., Шевцов Б. М., Шумейко А. В. Динамика лидарных отражений в мезосфере Камчатки в период зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосферы и океана. – 2008. № 12. - С. 1083-1087.
6. Бычков В. В., Пережогин А. С., Шевцов Б. М., Маричев В.Н., Новиков П.В., Черемисин А.А. Сезонные особенности появления аэрозолей в средней атмосфере Камчатки по результатам лидарных наблюдений 2007-2009 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. №5. - С. 603-609.
7. B.M. Shevtsov, V.V. Bychkov, V.N. Marichev, A.S. Perezogin, A.V. Shumeiko Stratospheric Aerosol Dynamics over Kamchatka and Its Association with Geophysical Processes // Geomagnetism and Aeronomy. – 2009. – V.49, N8. - P.1302-1304.
8. Бычков В.В., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Маричев В.Н., Матвиенко Г.Г., Белов А.С. Черемисин А.А. Лидарные наблюдения появления аэрозолей в средней атмосфере Камчатки в 2007-2011 г. // Оптика атмосферы и океана. – 2012. №1. - С. 88-93.

Сборники трудов конференций.

9. Астрофизика и физика околоземного космического пространства: VIII научная конференция молодых ученых БШФФ-2005. - Иркутск: Изд-во ИСЗФ СО РАН, 2005. – С. 86-88
10. Информационные и коммуникационные технологии в образовании и научной деятельности: Материалы межрегиональной научно-практической конференции (Хабаровск, 21-23 мая 2008 г.) / Под научной ред. А.И. Мазура. - Хабаровск: Изд-во Тихоокеанского государственного университета, 2008. - С. 272-276.

Дополнительная литература.

11. Кошелев В. В., Климов Н. Н., Сутырин Н. А. Аэрномия мезосферы и нижней термосферы. - М: Наука, 1983. - 183с
12. Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н. Влияние и учет импульсов последействия ФЭУ в лидарных сигналах аэрозольного и молекулярного рассеяния // Оптика атмосферы, -1991, Т.4, №2. -С. 201-209
13. Розенберг Г.В., Мельникова И.Г., Мегрелишвили Т.Г. Стратификация аэрозоля и ее изменчивость. // Известия АН СССР, Физика атмосферы и океана. - 1982, Т.18, №4, - С. 363-372
14. Омхольт А., Полярные сияния – М., МИР, 1974. - 248с.
15. Деминов М.Г. Ионосфера Земли / Плазменная гелиогеофизика / Под ред. академика РАН Зеленого Л.М. и д.ф.-м.н. Веселовского И.С. - М.: Физматлит, 2008. - Т.2. – 559 с.
16. Vanhellemont F., Fussen D., and Bingen C. Cosmic rays and stratospheric aerosols: Evidence for a connection? // Geophys. Res. Lett. - 2002. - V. 29, N 15. doi:10.1029/2002GL015567.