Определение аэрозольных и газовых компонент атмосферы при затменном методе наблюдения спектрометром, установленном на космическом аппарате

Часть 1

Э.А.Чаянова, ЦАО Росгидромета

Введение

Спутниковые методы наблюдений за атмосферой, ее температурой и составом, начали использоваться более четырех десятилетий назад. По мере развития технологий росли и точность измерений, и разрешение по высоте и диапазон определяемых атмосферных параметров.

Понятно, что все спутниковые методы относятся к разряду, так называемых косвенных наблюдений, когда измеряются только потоки радиации, на основании которых делаются выводы о разных параметрах атмосферы, таких как температура, давление, скорость ветра, или состав.

Физические законы распространения радиации в газовой среде к настоящему времени известны и задача заключается в оптимальном выборе техники наблюдений и адекватном анализе результатов.

Существуют пассивные и активные методы спутниковых наблюдений. Активные – это радарные или лидарные методы, когда источник излучения помещается на космический аппарат. Здесь эти методы не рассматриваются.

Пассивные косвенные методы наблюдений условно можно разделить на три вида - ***надирный*** метод, когда для измерений используется уходящая земная радиация или отраженная солнечная, ***лимбовый*** метод, когда регистрируются потоки радиации, рассеянные атмосферой и отраженные от земной поверхности и облаков по направлению к прибору, и ***затменный*** метод, использующий прямую солнечную радиацию, ослабленную атмосферой.

1. ***Надирный*** метод - взгляд сверху на Землю, имеет преимущества в глобальном охвате, предъявляет невысокие требования к ориентации космического аппарата, однако практически не дает разрешения по высоте. Этим методом определяются в основном интегральные характеристики – общее содержание какого-либо газа в атмосфере, или величина аэрозольного индекса (отношение аэрозольной оптической толщины к молекулярной). При измерениях этим методом невозможно, например, отделить стратосферный аэрозоль от тропосферного. Этот способ используется для определения, например, профиля температуры используя полосу поглощения газа двуокиси углерода.

2. При ***лимбовом*** зондировании (рис. 1) регистрируется поток радиации, рассеянной по направлению к прибору, как от прямого солнечного света, так и отраженного земной поверхностью и облаками. Источник энергии является распределенным в пространстве, свет рассеивается и поглощается неоднократно вдоль всего сложного оптического пути. Трудность заключается в неопределенности высоты, к которой следует отнести основной регистрируемый поток радиации. Процесс математической обработки результатов наблюдения непрост и строгая оценка этого метода затруднена. Большую неопределенность вносит также присутствующие в атмосфере облака. Преимуществом лимбовых измерений можно считать быстрый глобальный охват поверхности Земли. При лимбовом наблюдении зондирование возможно в течение всего времени пребывания прибора на освещенной стороне Земли. И хотя лимбовый метод был опробован на примере зондирования озонового слоя, оценка аэрозольного ослабления или других газов возможна только при использовании моделей. Это скорее метод будущих разработок.

3. При ***затменном*** методе наблюдений (рис. 2) источник радиации имеет точные астрономические координаты и предъявляет высокие требования к ориентации космического аппарата. Источник радиации обычно солнце, но может использоваться и

Луна, и звезда. При выходе спектрометра из тени Земли (восход) измеряется поток солнечной радиации, прошедший через все слои атмосферы. По мере подъема спутника солнечная радиация приходит к прибору через всё более высокие слои атмосферы и, наконец, прибор регистрирует поток, так называемого, вне земного солнца. Разделив интенсивность радиации, прошедшую через атмосферу на некоторой прицельной высоте, на величину интенсивности радиации вне атмосферы, мы можем получить функцию пропускания атмосферы, ***свободную от ошибок, связанных с оптическими характеристиками спектрометра и характеристиками регистрирующей системы.*** Это обстоятельство чрезвычайно важно при анализе результатов измерений. Обработка данных при таком методе наблюдений ***не использует никаких модельных предположений***. Использование многоканальных спектральных приборов и надежных алгоритмов анализа измерений, развитых в последние годы, позволяет четко разделить молекулярное (релеевское, определяемое только рассеянием на молекулах воздуха) и аэрозольное ослабление от поглощения солнечной радиации в атмосферных газах и определить вертикальные профили атмосферных компонент.

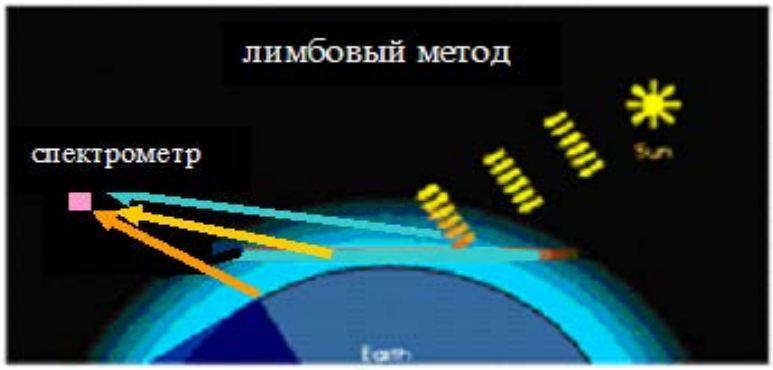


Рис. 1. Иллюстрация лимбового метода наблюдений

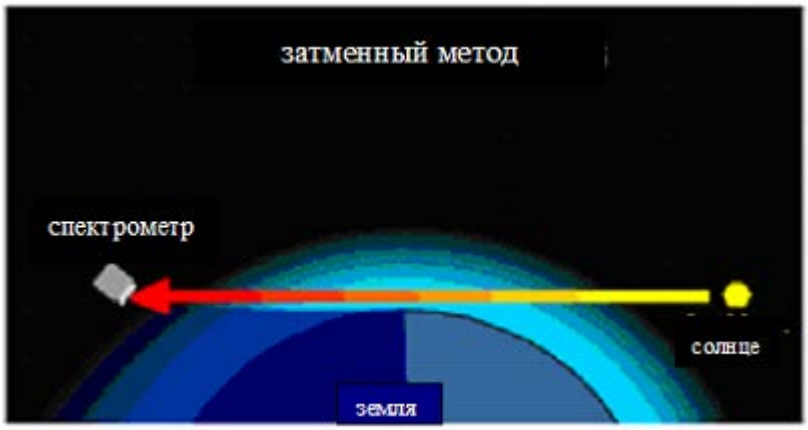


Рис. 2. Иллюстрация затменного метода наблюдений

К приборам, которые реализовали затменный метод этот метод наблюдения, относятся – HALOE, установленный на спутнике UARS, – SAGE-I, SAGE-II на спутнике ERBS, – SAGE-III на спутнике METEOR-3M, – GOMOS на спутнике ENVISAT, – MAESTRO на спутнике SCISAT и ряд других.

Описание методики обработки данных спектрометров, использующих затменный метод наблюдений, мы проведем на примере спектрометра SAGE-III - последней разработки серии американских приборов SAGE-I, SAGE-II и SAGE-III. Аббревиатура SAGE-III - ***S****tratospheric* ***A****erosol and* ***G****as* ***E****xperiment* – это буквально соответствует нашей задаче.

Спектрометр SAGE-I регистрировал солнечное излучение в 4-х длинах волн и имел разрешение по вертикали 2 км, SAGE-II фиксировал излучение уже в 9 длинах волн с

разрешением по вертикали1 км. Эта уникальная аппаратура проработала и на орбите 16 лет с 1984 по 2000 г. и имеет наиболее представительный банк данных.
SAGE-III регистрировал солнечное излучение в уже 86 каналах на 256 длинах волн, с вертикальным разрешением 0.5 км. В таблице 1 представлены спектральные диапазоны, в которых регистрирует солнечное излучение спектрометр SAGE-III, здесь же приведены полуширины спектральных интервалов как отдельных пикселей регистрационной системы, так и групп пикселей, объединенных в спектральный канал. Спектрометр SAGE-III регистрирует излучение в очень широком диапазоне длин волн, включая УФ, Видимый и Ближний ИК диапазоны, с высоким разрешением, по высоте около 0.5 нм.

Таблица 1.

компонента	спектральный диапазон	число спектр. интерв.	Полуширина интервала	вид спектра.
озон (O3)>50 км	**282-292 нм**	**5x1**	**0.49 нм**	Непре-рывный
Только релей)>50 км	**382-386 нм**		**0.49 нм**	
двуокись азота (NO2)	**430-450 нм**	**19** x1	**0.469 нм**	Непре-рывный
аэрозоль	**518-522 нм** центр 520 нм	**1** x5	**2.34 нм**	
озон (O3)	**560-622 nm**	**10** x3	**1.41 нм**	Непре-рывный
аэрозоль	**673-677 нм** центр 675 нм	**1** x5	**2.34 нм**	
аэрозоль	**755-759 нм** центр 755 нм	**1** x5	**2.34 нм**	
молекулярный кислород (O2)	**758-771 нм**	**14** x1	**0.468 нм**	Линейчатый
аэрозоль	**867-871 нм** центр 689 нм	**1** x5	**2.33 нм**	
водяной пар (H2O)	**933-960 нм**	**29** x1	**0.463 нм**	Линейчатый
аэрозоль	**1019-1024нм** центр 1020 нм	**1** x5	**0.460 нм**	
аэрозоль	**1539 нм**	**1**	**30 нм**	

Прежде, чем перейти к описанию метода обработки, напомним основные понятия которыми будем в дальнейшем пользоваться. Если на неоднородную среду падает радиация интенсивности I_λ^0 , а выходит с интенсивностью I_λ^1, то отношение этих интенсивностей есть функция пропускания τ_λ , которая по закону Бугера может быть представлена экспонентой, показатель степени которой δ_λ и есть оптическая толщина среды. δ_λ - величина безразмерная. Так как среда неоднородная, то разбив ее на отдельные слои числом i, удобно ввести понятие коэффициента ослабления в слое ε_λ . Эта величина имеет размерность обратную длине, например [км-1] или [м-1]. Тогда оптическая толщина есть сумма или интеграл от функции коэффициента ослабления по всей длине пути. Удобно еще ввести понятие поперечника взаимодействия отдельной частицы или

молекулы с радиацией - $\sigma_\lambda(h)$, который имеет размерность [м^2]или [см^2] и понятие плотности частиц или молекул в единице объема –$n(h)$ с размерностью [см$^{-3}$] . В результате имеем следующие соотношения:

$$I_\lambda^1 / I_\lambda^0 = \tau_\lambda \ , \qquad \tau_\lambda = exp(-\delta_\lambda) \ , \quad \delta_\lambda = \Sigma_i \, \varepsilon_\lambda(h_i) \cdot \Delta h \ , \quad \varepsilon_\lambda(h) = \sigma_\lambda \cdot n(h_i) \ .$$

Обработка экспериментальных данных при затменном методе наблюдений

Рассмотрим теперь непосредственную геометрию эксперимента и при затменном методе наблюдений. При размещении спектрометра на космическом аппарате, по мере выхода спутника из земной тени прибор измеряет поток солнечной радиации, прошедший через все слои атмосферы По мере подъема спутника солнечная радиация приходит к прибору через всё более высокие слои атмосферы и, наконец, прибор регистрирует поток, так называемого, вне земного солнца. Рисунок 3 иллюстрирует это обстоятельство.

Разделим атмосферу Земли на ряд условных слоев с шагом, соответствующим вертикальному разрешению приемной аппаратуры. Если принять реальную высоту атмосферы за 100 км, а вертикальное разрешение 1км, получим 100 слоев. Если разрешение по высоте 0.5 км как у прибора SAGE-III., условных слоев будет 200. Единственное предположение, которое в дальнейшем используется – это равномерное распределение ослабляющих компонент в слое. Введем также понятие прицельной высоты – это минимальное расстояние от прямой соединяющей спутник и источник излучения до земной поверхности. Введем также понятие под спутниковой точки - это минимальное расстояние от космического аппарата до поверхности Земли.

Обозначим $\varepsilon_\lambda^0 (h_j)$ как суммарное ослабление радиации длины волны λ в каком либо слое, расположенном на высоте h_j. На рисунке 3 это ослабление в слое обозначено как e_j. Индекс j соответствует номеру слоя над поверхностью Земли.

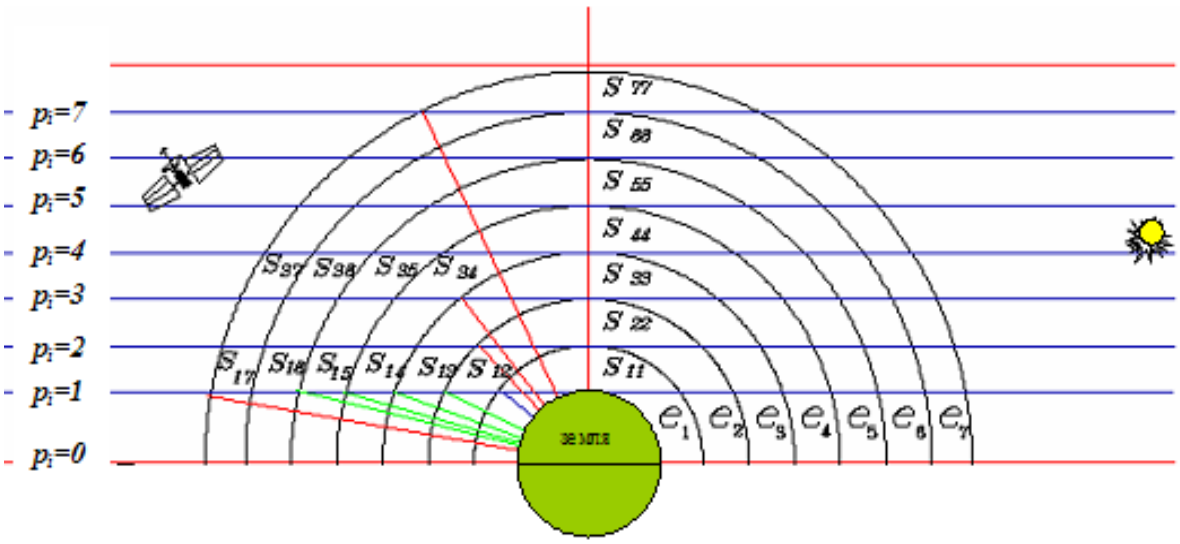


Рис. 3. Схема измерений потока солнечной радиации спектрометром

Рисунок показывает, что длина пути света в каждом из слоев зависит от прицельной высоты над поверхностью земли p_i, с которой спектрометр видит солнце, и этот путь свет проходит в каждом слое атмосферы дважды. Длины путей света в атмосфере могут быть представлены в виде треугольной матрицы $S_{i,j}$, где индекс i соответствует прицельной высоте, а индекс j высоте ослабляющего слоя атмосферы над поверхностью земли. Матрица длин путей $S_{i,j}$, может быть рассчитана из геометрических соображений с учетом поправки на рефракцию. Для высот ниже 15 км, эта поправка очень существенна и зависит от плотности атмосферы и длины волны излучения. Алгоритм расчета матрицы длин путей непрост и требует отдельного рассмотрения. Прицельная высота измерений и координаты под спутниковой точки (точки, где расстояние от Земли до спутника минимально) вычисляются из уравнений баллистики для данного космического аппарата и определяются текущим временем.

Все эти данные должны быть завязаны в единую систему обработки результатов измерений.

1. Определение спектральной оптической толщины $\delta_\lambda(p_i)$ для прицельных высоты p_i и спектральных коэффициентов ослабления $\varepsilon_\lambda^0(h_j)$ для каждого слоя на высоте h_j.

Спектральная функция пропускания, как мы ее определили - это отношение измеренного потока солнечной радиации на прицельной высоте p_i, (для заданной длины волны λ и заданной ширины спектрального $\Delta\lambda$), к потоку солнечной радиации вне атмосферы, измеренному для тех же условий (1)

$$\tau_\lambda(p_i) = I_{\lambda,i}(p_i) / I_{\lambda,o} . \qquad (1)$$

В соответствии с законом Бугера, для потока радиации, пришедшей к прибору, можно записать:

$$I_{\lambda,i}(p_i) = I_{\lambda,o}\, exp(-\delta_\lambda(p_i)), \qquad (2)$$

Здесь - $\delta_\lambda(p_i)$ суммарная оптическая толщина всех ослабляющих компонент для прицельной высоты p_i . Из (2) логарифмированием легко получаем (3), и $\delta_\lambda(p_i)$ и будет известна из измерений:

$$\delta_\lambda(p_i) = -ln(\tau_\lambda(p_i)). \qquad (3)$$

С другой стороны, эта оптическая толщина может быть представлена, как сумма произведений ослабления $\varepsilon_\lambda^0(h_j)$ в слое на высоте h_j и длины пути света в этом слое $S^\lambda_{i,j}$:

$$\delta_\lambda(p_i) = \sum_{j=i}^{j=100} S^\lambda_{i,j} * \varepsilon^o_\lambda(h_j) \qquad (4)$$

Число слагаемых в сумме (4) зависит от числа атмосферных слоев, через которые проходит свет на прицельной высоте p_i. Например, если разрешение по высоте соответствует 1 км, и мы условно разбили всю атмосферу высотой 100 км на 100 слоев, тогда на прицельной высоте 100 км (i=100) у нас есть только одно слагаемое, соответствующее слою атмосферы на той же высоте 100км - [$S^{\lambda}_{100,100} * \varepsilon^{0}_{\lambda}(h_{100})$] . На прицельной высоте высоте 99 км есть два слагаемых– в слое 100км и в слое 99км, на высоте 70 км - 30 слагаемых, а на прицельной высоте 1км все 100 слагаемых. Если разрешение прибора по высоте уменьшить до 0.5км, то число слагаемых для каждой прицельной высоты становится в два раза больше -200 слагаемых. Итак, для 100 прицельных высот p_i (i=1…100) у нас есть система из 100 уравнений, записанных по (4).

Эта система линейных уравнений содержит 100 неизвестных – это величины ослабления в каждом из 100 слоев $\varepsilon^{0}_{\lambda}(h_j)$. Коэффициентами при этих неизвестных являются вычисленные заранее значения матрицы длин путей. Левая часть этих уравнений соответствует измеренной суммарной оптической толщине $\delta_{\lambda}(p_i)$. Решая систему из 100 уравнений для 100 неизвестных (например, методом Гаусса), мы получаем величину ослабления в каждом из 100 слоев атмосферы. Таким способом вычисляется вертикальный профиль суммарного ослабления атмосферы для конкретной длины волны λ. Спектрометр SAGE-III имел 86 спектральных каналов. Соответственно, решается 86 систем линейных уравнений с размерностью 200. Следующий этап обработки данных - разделение суммарного ослабления в каждом слое на составляющие.

2. Составляющие суммарного ослабления $\varepsilon^{0}_{\lambda}(h_j)$ в каждом слое атмосферы

Общее ослабление $\varepsilon^{0}_{\lambda}(_j)$ в слое на высоте h_j для конкретной длины волны λ есть сумма ослаблений за счет молекулярного и аэрозольного рассеяния, и поглощения в газах :

$$\varepsilon^{0}_{\lambda}(h_j) = \varepsilon^{\mathrm{Re}l}_{\lambda}(h_j) + \varepsilon^{Aer}_{\lambda}(h_j) + \varepsilon^{O_3}_{\lambda}(h_j) + \varepsilon^{NO_2}_{\lambda}(h_j) + \varepsilon^{H_2O}_{\lambda}(h_j) + \varepsilon^{O_2}_{\lambda}(h_j) \qquad (5)$$

Первое слагаемое в этой формуле (5), определяется рассеянием на молекулах воздуха. Это упругое рассеяние без поглощения, которое происходит на всех длина волн, которое часто называют ***релеевским*** рассеянием. Коэффициенты ослабления, определяемые релеевским рассеянием, можно рассчитать и тем самым упростит уравнение. Расчет молекулярного ослабления необходимо осуществить с максимально возможной точностью, так как остальные ослабляющие компоненты (аэрозольное рассеяние, поглощение в газах) составляют не более 10% от общего ослабления. Второе слагаемое – это ослабление излучения за счет рассеяния на аэрозолях, оставшиеся 4 слагаемых- это ослабление излучения за счет поглощения газами, имеющими значительные коэффициенты поглощения в рассматриваемых спектральных интервалах.

2а. Расчет коэффициента ослабления за счет рассеяния на молекулах воздуха

Молекулярное ослабление вычисляется как произведение релевского поперечника взаимодействия [м^2] и плотности воздуха [м$^{-3}$] в каждом слое.

$$\varepsilon^{Rel}_{\lambda}(h_j) = \sigma^{Rel}_{\lambda} \cdot n(h_j)^{воз} \qquad (6)$$

Плотность воздуха в слое $n(h_j)^{воз}$ зависит от температуры и давления. Температура и давление на первом этапе могут быть определены по средним климатическим характеристикам атмосферы, соответствующим координатам заданной под спутниковой точки и времени наблюдений, и должны находиться в базе данных, используемых в программном обеспечении. В дальнейшем можно предусмотреть использование в программном обеспечении ежедневных данных мировой метеорологической сети.
Вычисление коэффициентов σ_λ^{Rel} ослабления, вызванного рассеянием на молекулах воздуха, может быть сделано непосредственно по классической формуле Релея.
Расчетная формула в этом случае выглядит следующим образом [van de Hulst 1957; McCartney 1976]:

$$\sigma^{Rel}(\lambda) = \frac{24\pi^3\ \left(\eta_\lambda^2-1\right)^2}{\lambda^4 \cdot N^2\ \left(\eta_\lambda^2+2\right)^2} \cdot \left(\frac{6+3\rho_\lambda}{6-7\rho_\lambda}\right), \qquad (7)$$

где λ - длина волны в см, η_λ – показатель преломления воздуха в зависимости от λ, N – молекулярная плотность воздуха при NPT ($N=2.547443\cdot10^{19}$) ρ_λ -фактор деполяризации, учитывающий анизотропию молекул.

Однако, расчет по этой классической формуле оказывается сложным, трудоемким и требует больших затрат времени, поэтому обычно используются эмпирические формулы, предложенные в разные годы разными авторами в 1957 Пендорф/1/, в 1977 Хойт/2/, в 1984 Бейтс/3/ и Николе/4/, в 1995 Бухгольц/5/ , и т.д.

Мы использовали аппроксимацию предложенную Бухгольцем в виде степенной функции, разделенной на два спектральных диапазона с различными коэффициентами для каждого.

Для длин волн $\lambda<=0.5$ мкм $\qquad \sigma_\lambda^{rel} = \mathbf{R} \cdot \lambda^{-(a+b\cdot\lambda+c/\lambda)}$ (a)

Для длин волн $\lambda>0.5$ мкм $\qquad \sigma_\lambda^{rel} = \mathbf{R_1} \cdot \lambda^{-(r+f\cdot\lambda+d/\lambda)}$ (b)

Здесь:

$\mathbf{R}=3.01577\cdot10^{-32}$ a=3.55212 b =1.35579 c= 0.11563

$\mathbf{R_1}=4.01061\cdot10^{-32}$ r=3.99668 f =$1.10298\cdot10^{-3}$ d=$2.71393\cdot10^{-2}$

Максимальная погрешность расчета по такой аппроксимационной формуле Бухгольца составляет примерно 0.18 %.

Итак, одно из слагаемых в уравнении (5) мы определили, рассмотрим поглощение в газах.

2б. Поглощение в газах. Озон, двуокись азота, водяной пар, молекулярный кислород

Ослабление излучения за счет поглощения в газах определяется как произведение поперечника взаимодействия (или коэффициента поглощения [м^2]) и числа молекул газа в единице объема [м$^{-3}$] для каждого атмосферного слоя.

$$\varepsilon_\lambda^{gaz}(h_j) = \sigma_\lambda^{gaz}(h_j) \cdot n(h_j)^{gaz}$$

Коэффициенты поглощения $\sigma_\lambda^{gaz}(h_j)$ это не те коэффициенты поглощения, которые указывается в таблицах по результатам измерений, выполненных для стандартных нормальных условий. Они зависят от температуры и давления и меняются от слоя к слою в атмосфере. Кроме того, спектрометр не регистрирует излучение, соответствующее монохроматической длине волны, у прибора есть своя аппаратная функция и разрешающая способность и, наконец, источник излучения Солнце имеет свой сложный неравномерный спектр, содержащий в том числе и линии Фраунгофера. Поэтому приходится вводить понятие эффективного коэффициента поглощения.

Эффективный коэффициент поглощения для газов NO_2, O_3 с непрерывным спектром может быть представлен как взвешенная функция по заданным параметрам спектрометра и по всем меняющимся от слоя к слою параметрам, таким как температура и давление и плотность воздуха и плотность поглощающего газа и функция пропускания атмосферы.

$$\sigma_{eff}^{gaz}(h_i) = \frac{\int\limits_{\Delta L} \sigma_\lambda^{gaz}(h_i) \cdot I_o^\lambda \cdot A^\lambda \cdot F_i^\lambda \cdot d\lambda}{\int\limits_{\Delta L} I_o^\lambda \cdot A^\lambda \cdot F_i^\lambda \cdot d\lambda} \qquad (6)$$

Здесь

$$F_i^\lambda = \exp\{-\sum_{j=i}^{j=200} S_{i,j}^\lambda * [\sigma_\lambda^{gaz}(h_j) \cdot n^{gaz}(h_j) + \sigma^R(h_j) \cdot n^R(h_j) + \varepsilon_\lambda^{aer}(h_j)]\} \qquad (7)$$

Была создана отдельная программа для вычисления эффективных коэффициентов поглощения по (6) и (7), которая заранее считала эти эффективные коэффициенты для заданных стандартных климатических условий. Введение такой программы в текущую схему обработки сильно усложняло ее, замедляло расчет, а отклонение текущих метеопараметров от климатических незначительно сказывалось на результатах, как было предварительно определено.

В формулах (6) и (7):

I_o^λ –интенсивность прямой солнечной радиации на границе атмосферы (задается в виде таблиц во входных файлах программы)

F^λ_i – функция спектрального ослабления солнечной радиации в ***j***- тых слоях, расположенных выше ***i***- того слоя, функция вычисляется в самой программе;

j=i+1 (*i*-тый слой - это слой, соответствующий прицельной высоте h_i).

$\sigma_\lambda^{gaz}(h_i)$ - коэффициент поглощения в газе который меняется в зависимости от высоты (т.е. от температуры и давления); Значения спектральных коэффициентов поглощения для нескольких базовых температур задаются во входных файлах в виде таблиц, реальные промежуточные значения вычисляются методом интерполяции непосредственно в программе;

A_o^λ – спектральная аппаратная функция канала спектрометра определяется чувствительностью пикселя или объединенной группы пикселей регистрирующей системы. Предполагается**,** что чувствительность пикселя по пространству (или по длине волны) имеет распределение Гаусса:

$$G(\lambda) = \frac{1}{\beta\sqrt{\pi}} \exp\frac{(\lambda - \lambda_0)}{\beta^2}, \qquad (8)$$

Здесь параметр $\beta = \frac{\Delta\lambda}{2\sqrt{\ln 2}}$, λ_0 - центр пикселя, $\Delta\lambda$ – его полуширина.

Диапазон **ΔL** и шаг ***dλ*** интегрирования определяется аппаратной функцией канала, которая в свою очередь зависит от полуширины пропускания отдельного пикселя **Δλ,** или нескольких пикселей, объединенных в одну группу. Диапазон интегрирования определен как **ΔL=3·Δλ**

Рассмотрим подробнее спектральные коэффициенты поглощения атмосферных газов.

Озон

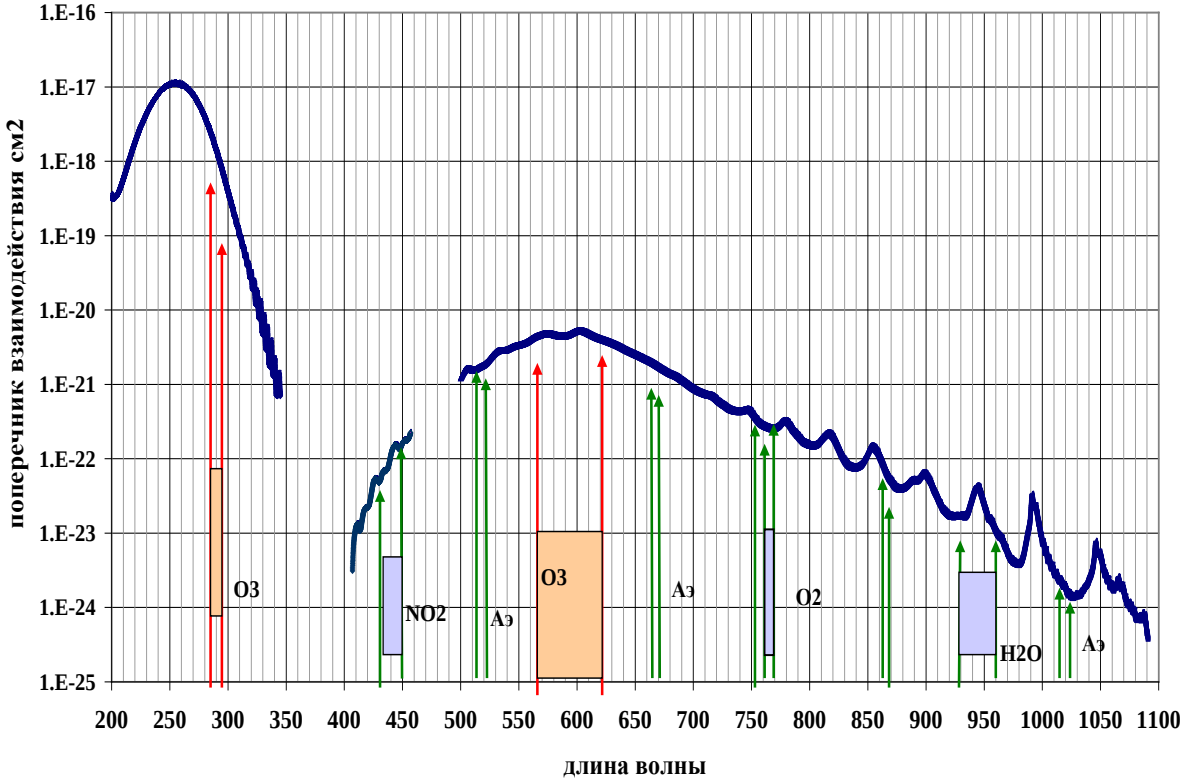


Рис. 4. Спектр поглощения озона

На рис. 4 представлены поперечники взаимодействия или коэффициенты поглощения озона в зависимости от длины волны. Слева, в УФ-области, полоса- Хиггинса, справа обширная полоса Шапюи. Видим, что практически нет ни одного участка спектра свободного от влияния поглощения излучения озоном, за исключением коротенького участка в области 388 нм, который используется в спектрометре для контроля над релеевским рассеянием для высот больших 40 км, где предполагается, что аэрозоль отсутствует. Все спектры представленные на рисунках относятся к экспериментальным измерениям при NTP.

На рис. 5 показан подробно участок спектра в полосе Шапюи, где обозначены 10 регистрационных каналов спектрометра по 3 пикселя в каждом. На рис. 5а показана аппаратная функция отдельного пикселя и пиксельной группы как кривая Гаусса с полушириной порядка 0.49 нм.

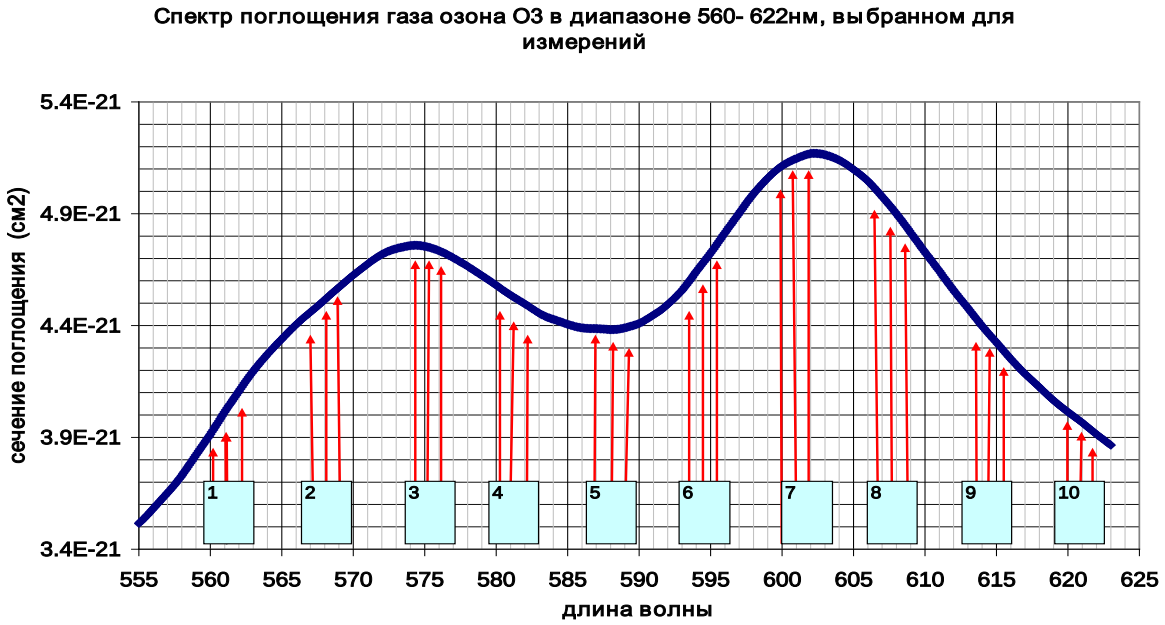


Рис. 5. Положение регистрционных пикселей в фокальной плоскости дифракционной решетки спектрометра SAGE-III относительно спектра поглощения озона

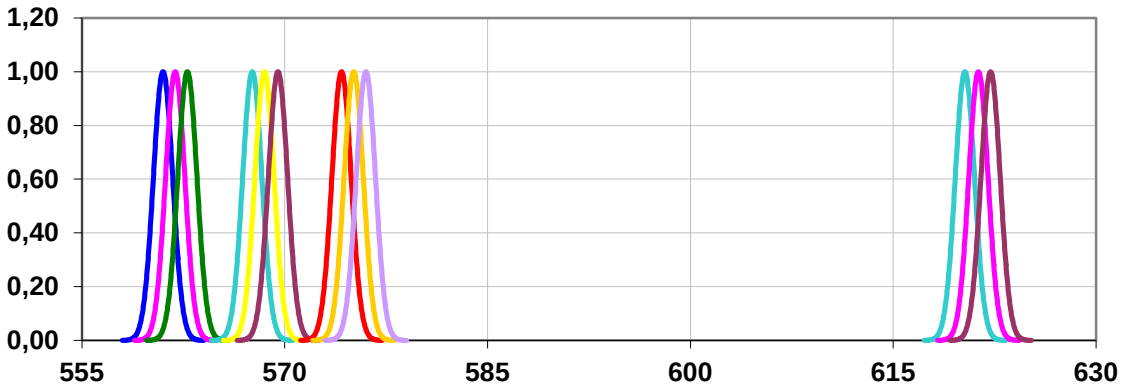


Рис. 5а. Аппаратная функция пикселей регистрирующей системы

Двуокись азота NO_2

На рис. 6. показан спектр поглощения двуокиси азота при NTP и участок спектра регистрируемый спектрометром. Видно,что поглощение газом NO_2 в области 550- 650 нм где находится полоса поглощения Шапюи и его следует учитывать На рис. 7 показан подробно участок спектра 430 450 нм, где расположены 19 регистрирующих пикселей.

На рис. 7а - аппаратная функция отдельного пикселя, как кривая Гаусса с полушириной порядка 0.49 нм. и пиксельная группа из 19 пикселей.

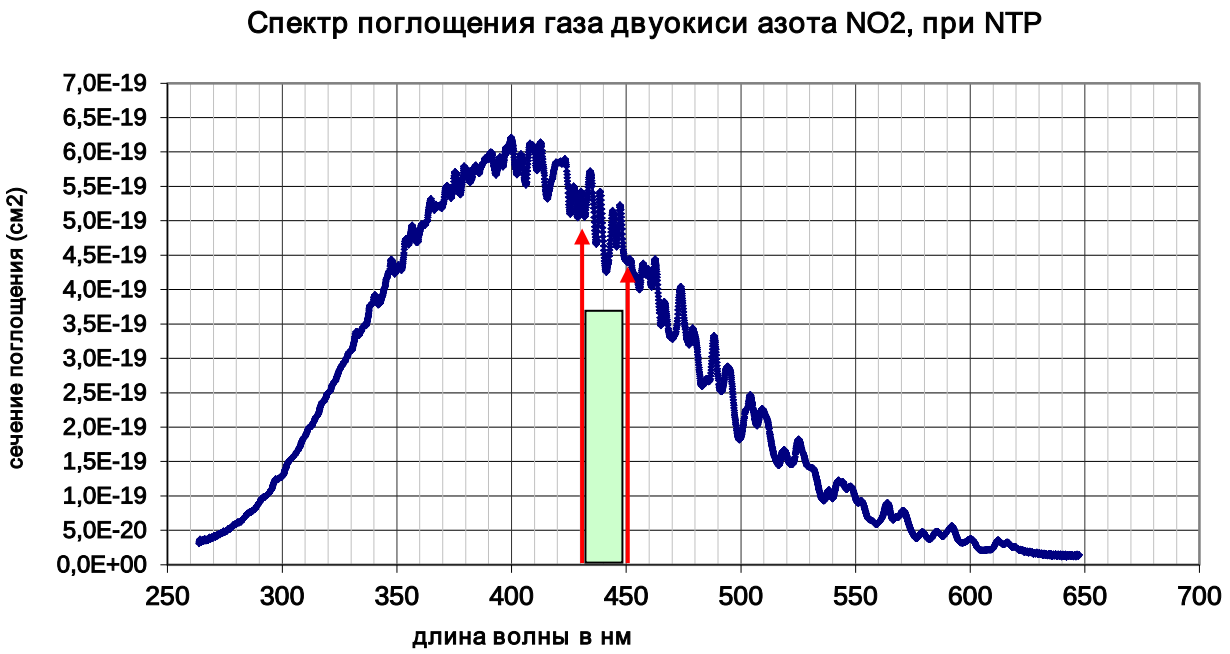


Рис. 6. Спектр поглощения газа двуокиси азота NO_2, при NTP для диапазона 250-630 нм

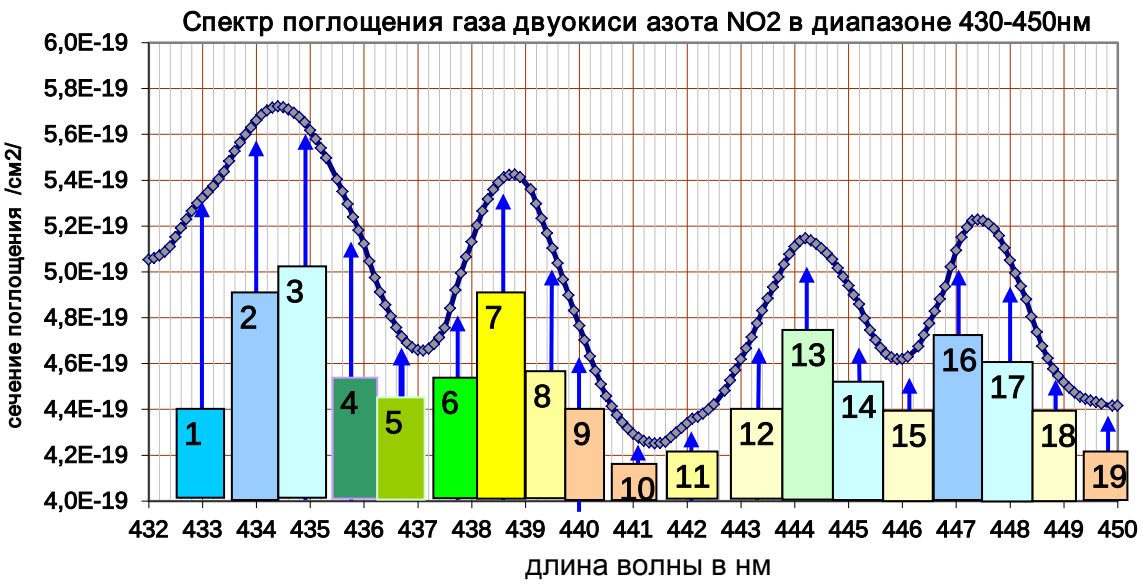


Рис. 7. Спектр поглощения газа двуокиси азота NO_2, при NTP для диапазона 430-450 нм

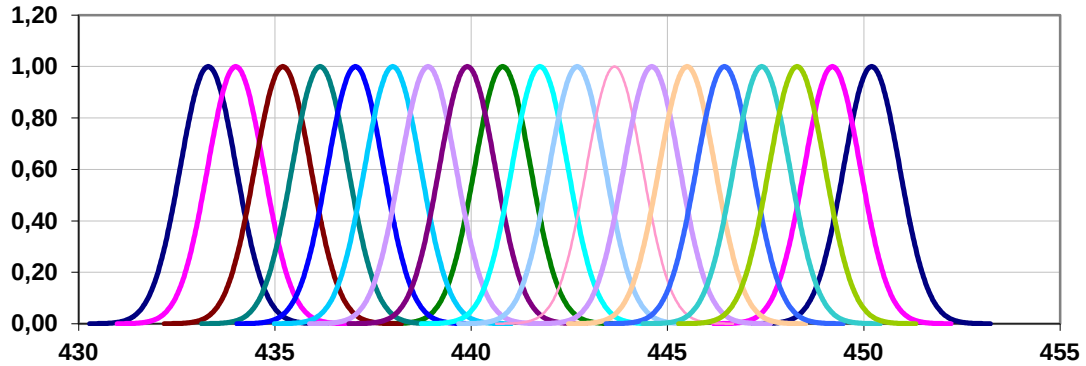


Рис. 7а. Аппаратная функция 19 пакселей канала 3 спектрометра SAGE-III

На следующих двух рисунках 8 и 9 показана интенсивность потока солнечного излучения для выбранных участков спектра, необходимая для рассчетов эффективных коэффициентов поглощения газов с непрерывны спектром поглощения.

Рис. 8. Интенсивность потока солнечного излучения в области 430-450 нм

Рис. 9. Интенсивность потока солнечного излучения в области 560-630 нм

Молекулярный кислород и водяной пар

В ближней ИК-области спектра спектрометр SAGE-III измеряет функцию пропускания в области поглощения O_2 (молекулярного кислорода 760-774 нм) и H_2O (водяного пара 930-960 нм). Спектр поглощения этих газов имеет линейчатый характер. .В том спектральном интервале, который использует спектрометр SAGE-III полоса кислорода имеет 290 линий, полоса водяного пара 5011 линий с изотопами. И каждую линию необходимо учитывать, так как ее центр попадает либо в соответствующий регистрирующий пиксель, либо ее крыло вносит свой вклад в соседние пиксели. На рис. 10 и 11 показаны спектры поглощения O_2 и H_2O. Метод расчета коэффициентов поглощения в слое атмосферы этих газов требует отдельного рассмотрения, и будет представлен в части 2 этого текста.

Рис. 10. Полоса поглощения O_2 в диапазоне 759нм-779нм, всего 290 линий

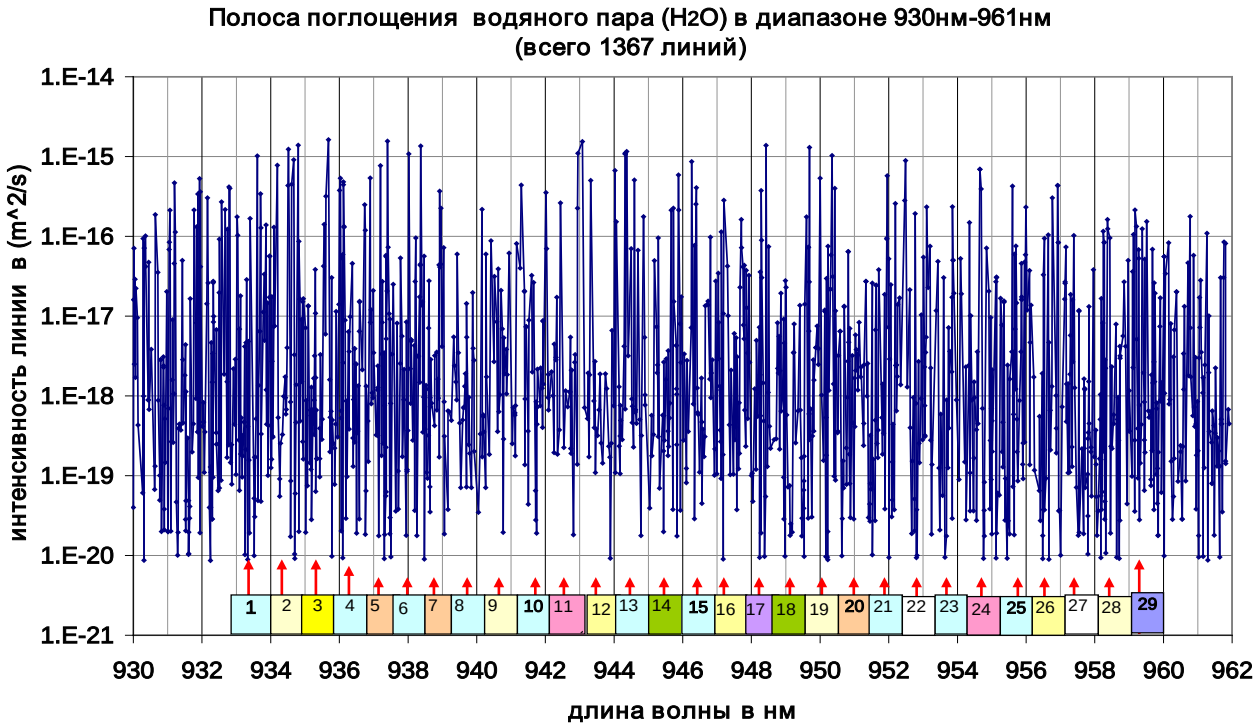


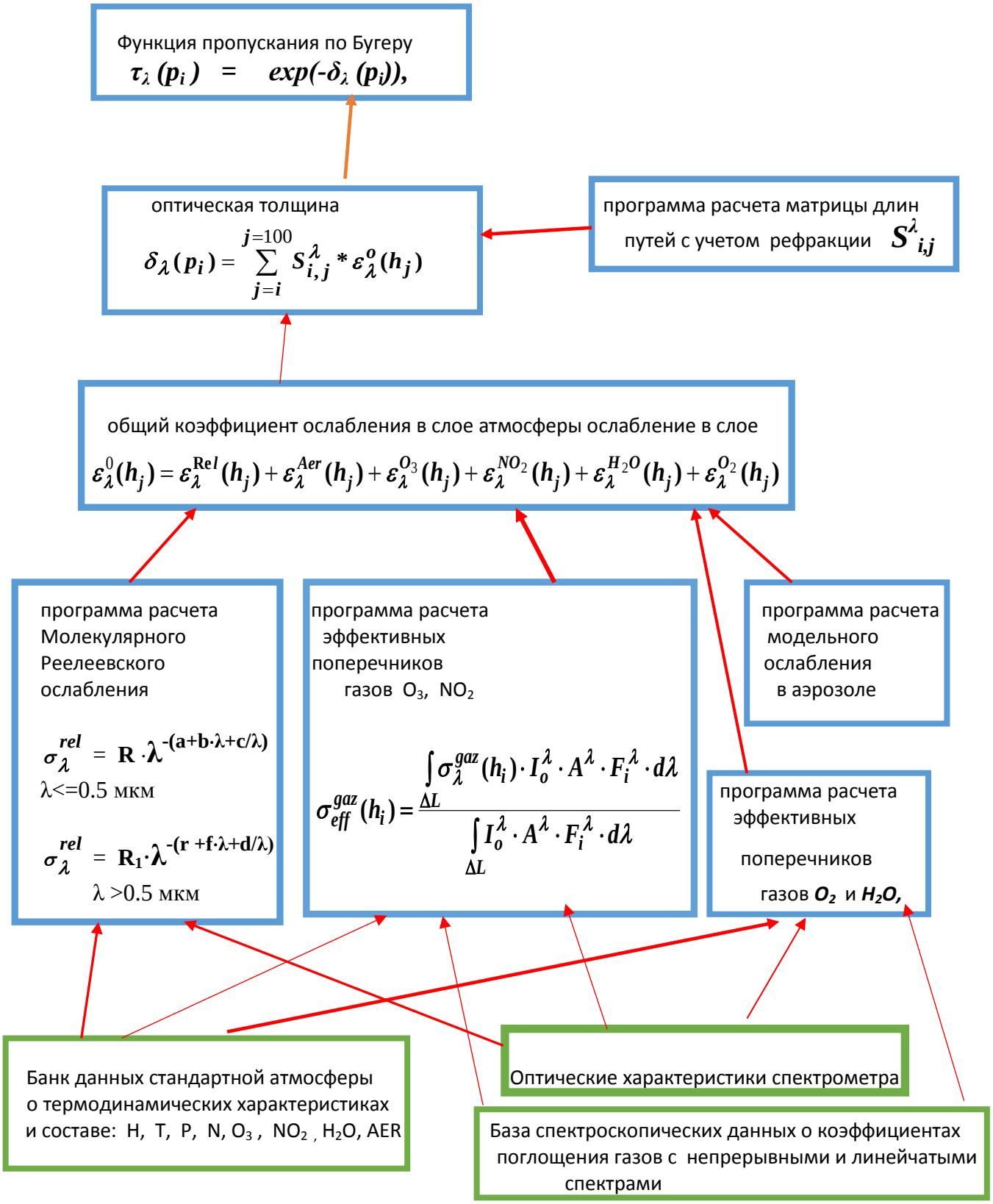
Рис. 11. Полоса поглощения H_2O в диапазоне 930нм-961нм

3. Расчет функции пропускания (прямая задача)

Итак, для заданных профилей температуры и давления а также с учетом аппаратурной функции прибора мы можем посчитать эффективные коэффициенты поглощения газов с континуальными спектрами поглощения. Задав вертикальные климатические профили газов и аэрозоля, можно посчитать суммарный коэффициент поглощения в каждом слое атмосферы. Воспользовавшись матрицей длин путей легко считаем оптические толщины и функции пропускания на всей сетке прицельных высот для УФ и видимого диапазона

длин волн. На Рис. 12 представлена блок схема расчета функции пропускания (прямая задача) для всей сетки прицельных высот УФ и видимого диапазона длин волн.

Рис. 12. ***Блок-схема расчетов по прямой задаче***



В заключение приведем два реальных результата измерения: функции пропускания (рис. 13) для облачной атмосферы и оптической толщины, вычисленной по функции пропускания, для безоблачной атмосферы (рис. 14).

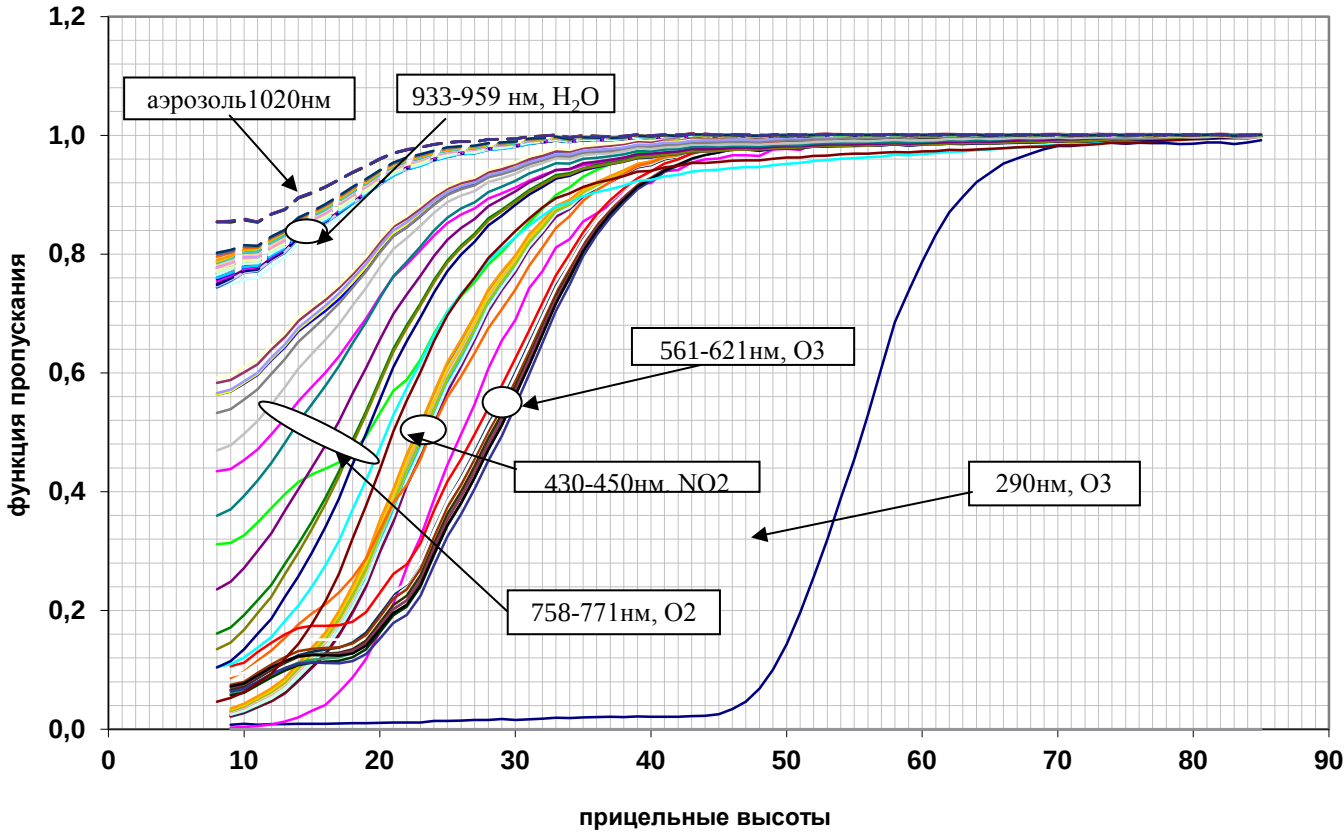


Рис. 13. Функция пропускания для 84 спектральных каналов за 18.09.2002 г (53^0N) Метеор-3М/ SAGE-III

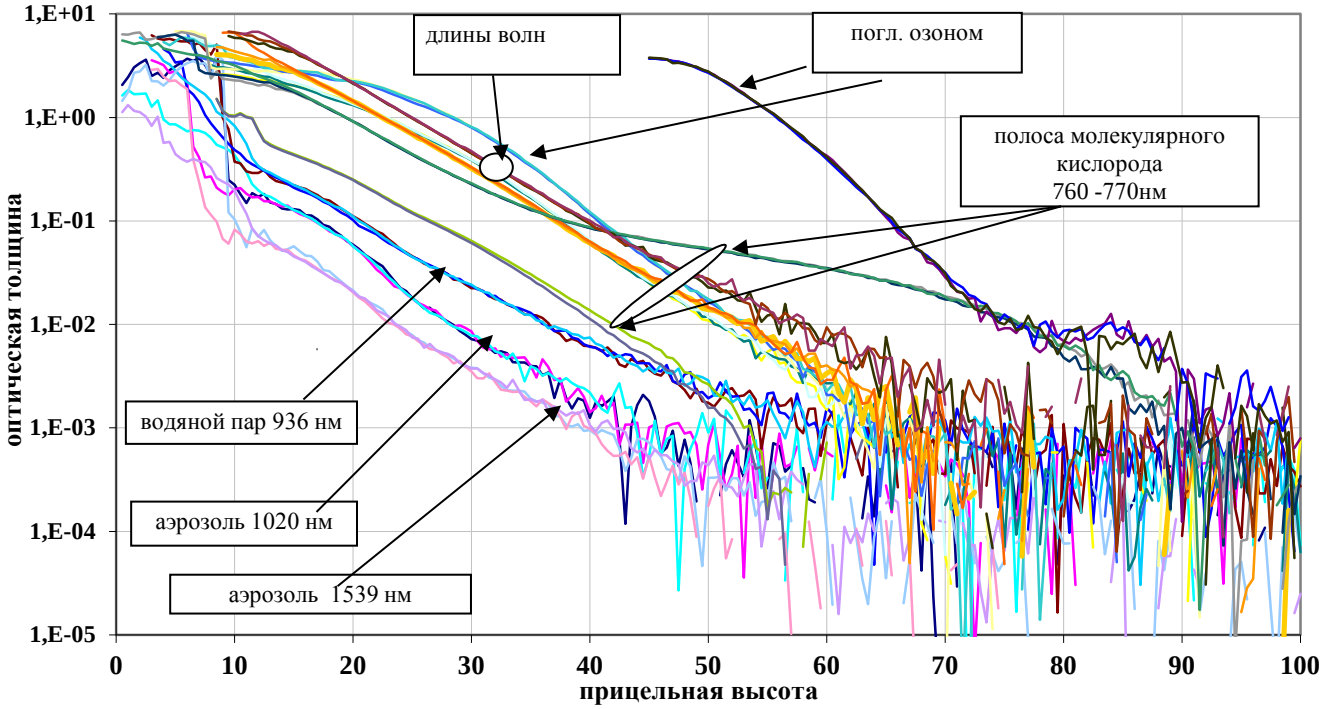


Рис. 14. Оптическая толщина 84 спектральных каналов за 15.07.2001 г. (25^0N) Метеор-3М/ SAGE-III

Литература

1. **Compiled by the SAGE III ATBD Team LARC** , «SAGE III Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD), Transmission Level 1B Products» *Version 2.1, 26 March 2002*

2. **Patrick McCormick, J. Anderson, W.P. Chu, C.R. Trepte, L.W. Thomason, J.M. Zawodny** , NASA LARC, Hampton (VA), USA **,** «The SAGE III/Meteor Mission – One Year in Operation . SPARS **- SAGE III»** *News letter 21 PatMcCorrmic1year.mht.*

3. **Chu, W.P., et al.,** « SAGE II inversion algorithm» *J. Geophys. Res*., 94, 8339-8351, 1989.

4. **P. Russell, J. Livingston, B. Schmid, J. Eiler, R. Kolyer, J. Redemann, S. Ramirez, J.-H. Yee, W. Swartz, R. Shetter, C. Trepte, A. Risley Jr., B. Wenny, J. Zawodny, W. Chu, M. Pitts, J. Lumpe, M. Fromm, C. Randall, K. Hoppel, and R. Bevilacqua.,**

   «Aerosol optical depth measurements by airborne sun photometer in SOLVE II: Comparisons to SAGE III, POAM III and airborne spectrometer measurements», *Atmos.Chem. Phys., 5, 1311-1339, 2005* *www.atmos-chem- s.net/5/1311/2005/ doi:10.5194/acp-5-1311-2005*

5. **E.A. Chayanova, Y.A. Borisov, 1998,** ”Accuracy estimation of the SAGE-III retrieval algorithm for nitrogen dioxide, aerosol and ozone”, *Proceedings of SPIE Optical Remote Sensing of the Atmosphere and clouds.vol.3501, pp230-237.*
6. **E.A. Chayanova, 1998** “Method and instrument of the observation of the integral content of NO_2 in the troposphere from an aircraft by reflected solar radiation", *Proceedings of SPIE , Optical Remote Sensing of the Atmosphere and clouds, vol.3501, pp 301-307, 1998*
7. **E. A.Chayanova, A.I.Ivanovsky, Y.A.Borisov, V.N.Glazkov, T.V Bankova** “Fast calculation of the Voight profile absorption line of gas for the atmospheric transmission function determination”, ***2003***, *Proc. SPIE* ***5311****, 14-th Symposium on High Resolution Molecular Spectroscopy, 264, doi 10.1117 / 12.545721/ Analytical Spectroscopy.*

8. **Pendorf, R**. «Tables of refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0 μ and their application to atmospheric optics.» *J. Opt. Soc. Am. – 1957. № 47. – P.176-182.*
9. **Hoyt, D.V**. “A redermination of the Rayleigh optical depth and its application to selected solar radiation problems» *J. Appl. Meteorol. – 1977. №16. – P.432-436*
10. **Bates, D.R.** «Rayleigh scattering by air» *J. Planet. Space Sci. – 1984. – №32. – P.785-790*
11. **Nicolet, M**. «On the molecular scattering in the terrestrial atmosphere: an empirical formula for its calculation in the homosphere». *J. Planet. Space Sci., 1984, №32. p.1467-1468.*
12. **Bucholtz, A.** «Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere» *J. Appl. Optics. – 1995. – V.34. - №15. – P.2765-2773.*
13. **Тимофеев, Ю.М. «**Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности» Ю.М Тимофеев. – *Санкт-Петербург, 2010. – 124 с.*
14 **The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database** *// J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2009. V. 110, N 9. P. 533–572.*
15. *https://www.cfa.harvard.edu/hitran/*