

ОПТИКО-ЭЛЕКТРОННЫЕ СИСТЕМЫ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ

**Начальник лаборатории оптико-электронных
систем**

Хисматов Игорь Федорович

+7 963 772 0374

abu-sergey@yandex.ru

ТЕМА 3: АТМОСФЕРА КАК СРЕДА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

- Геофизические параметры атмосферы.
- Районирование Земного шара с учетом типизации параметров атмосферы, влияющих на её оптические свойства
- Оптико-геофизические характеристики атмосферы
- Показатель молекулярного рассеяния оптического излучения
- Расчет спектральной молекулярной прозрачности атмосферы
Схемы конструктивного исполнения лазеров

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ АТМОСФЕРЫ

На условия распространения оптического излучения влияют следующие геофизические параметры атмосферы, изменяющиеся с высотой:

- - температура;
- - давление;
- - плотность;
- - коэффициент преломления.

Распределение указанных параметров по высоте представлено в ГОСТ 4401-81.

Распространение оптического излучения в атмосфере Земли сопровождается его энергетическим ослаблением, связанным с:

- с молекулярным поглощением (спектральная селективность);
- молекулярным (релеевским) рассеянием;
- аэрозольным ослаблением на естественных образованиях (дымка, туман, пыль) и искусственных (дымы).

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ АТМОСФЕРЫ

Отдельные разделы затронутого круга вопросов нашли освещение:

- в серии монографий сотрудников Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева, изданных с 1986 по 1992 г. в Санкт-Петербургском гидрометеоиздате;
- в монографиях «Введение в технику разработки и оценки сканирующих тепловизионных систем» (под редакцией В.Л. Филиппова. Казань, 1998);
- «Оптическая погода в нижней тропосфере» (В.Л. Филиппов, А.С. Макаров, В.П. Иванов. Казань, 1998 г.;
- в книге «Всепогодность радиолокационных и тепловизионных каналов наведения комплексов ПВО» (А.Г. Шипунов, Е.Н. Семашкин. М., 2013).
- в монографии сотрудников АО «Государственный институт прикладной оптики»: В.Л. Филиппов, В.П. Иванов, В.С. Яцык «Атмосфера и моделирование оптико-электронных систем в динамике внешних условий», Казань, 2015 г.

ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ВЫСОТА

Для описания поля давления воздуха вводят понятие *геопотенциальной высоты*.

Геопотенциал Φ характеризует потенциальную энергию частицы в точке пространства, а также геопотенциальные поверхности, содержащие совокупность таких частиц с одинаковым геопотенциалом.

$$\Phi = \int_0^h g(h) dh$$

где g — ускорение свободного падения;

h — высота.

Геопотенциальная высота:

$$H = \frac{\Phi}{g_c}$$

где g_c — стандартное ускорение свободного падения;

r_3 — радиус Земли.

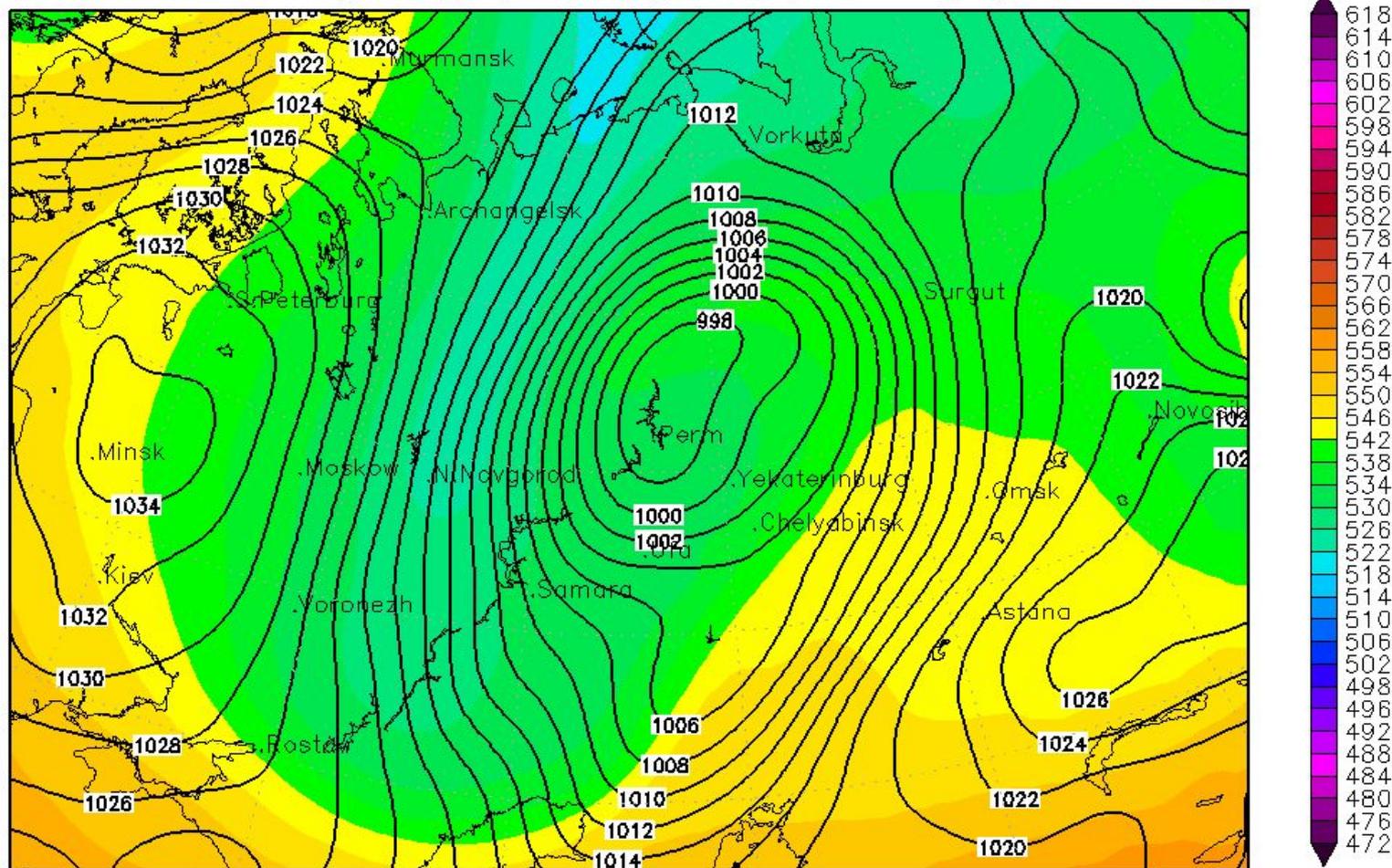
$$H = \frac{r_3 h}{r_3 + h}$$

$$g(h) = g_c \left(\frac{r_3}{r_3 + h} \right)^2$$

Относительно геопотенциальной высоты определяется высотный профиль температуры атмосферы

ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ВЫСОТА

OT500–1000 [dam] (shaded) & slp [hPa] (bold lines)



GFS Model Run: 00Z02OCT2014 Valid: 00Z02OCT2014

ТЕМПЕРАТУРА АТМОСФЕРЫ

Температура в высотном профиле атмосферы

$$T = T^* + \xi(H - H^*)$$

где T^* — температура нижней границы слоя атмосферы;

H^* — высота нижней границы слоя атмосферы;

ξ — градиент температуры по высоте.

Геопотенциальная высота H^* , км	Температура T^* , К	Градиент температуры ξ , К/км
0,00	288,15	-6,50
11,00	216,65	0,00
20,00	216,65	+1,000
32,00	228,65	(+2,80)

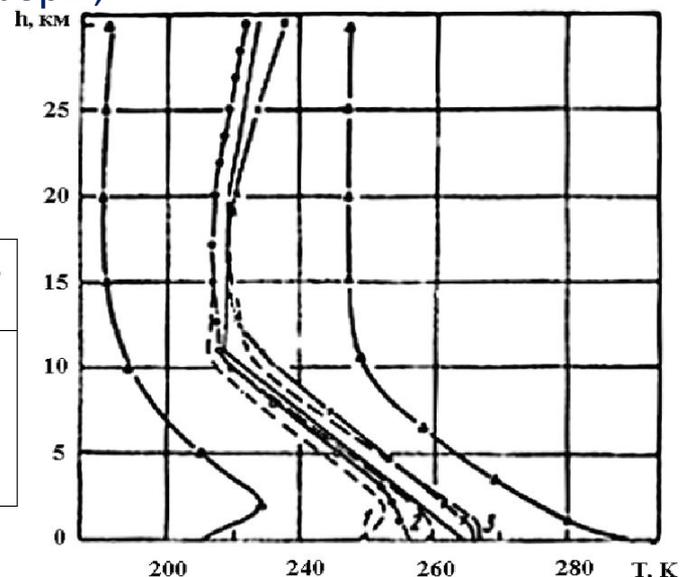


Рис. 1.1. Высотный профиль температуры T
 — стандартная атмосфера;

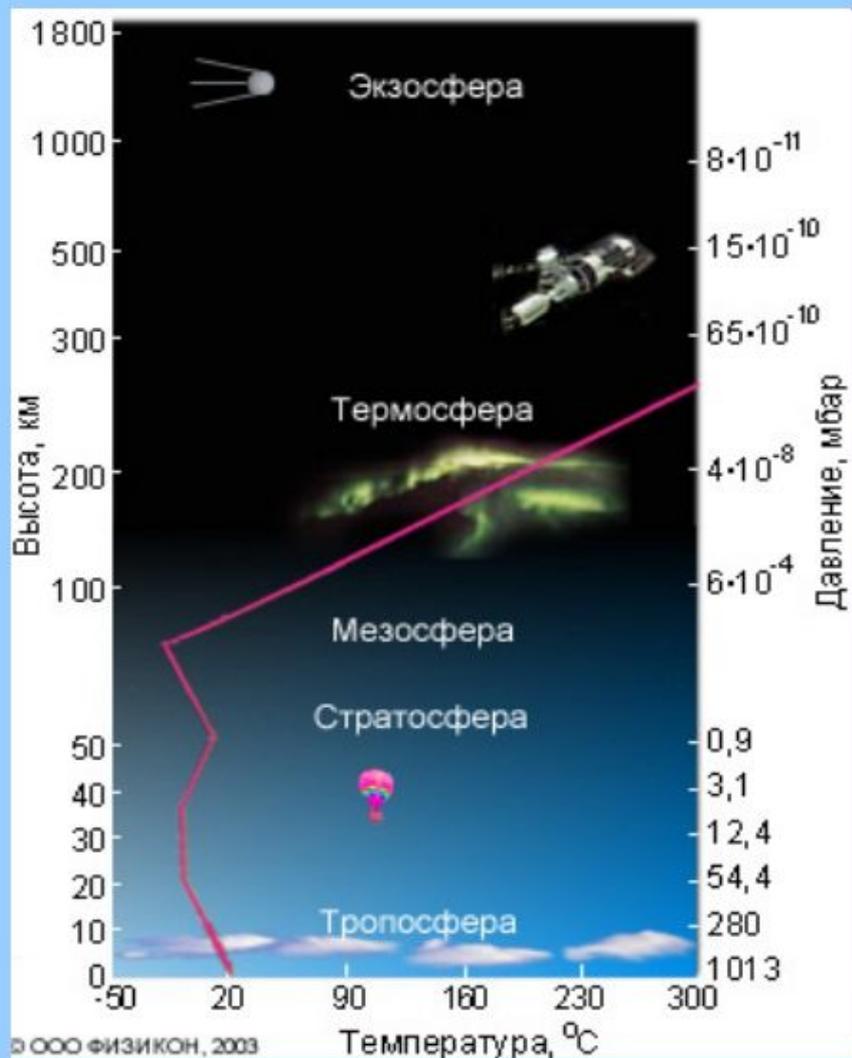
—△— экстремальные профили Северного полушария;

—○— умеренные широты, зима;

—×— умеренные широты, лето, 1 - - - зима

2 - - - осень, 3 - - - весна, лето

ТЕМПЕРАТУРА АТМОСФЕРЫ



- Высота Температура Характеристика
- **Тропосфера** 0–12 км Падает на 6° на каждый км Тропосфера нагревается инфракрасным излучением земной поверхности.
- **Стратосфера** 12–25 км -50°C
- 25–50 км Немного растет, на высоте 50 км около 0°C Температура растет за счет реакции разложения озона, которая сопровождается выделением теплоты.
- **Мезосфера** 50–85 км Озон поглощает ультрафиолетовое излучение в области (200–300 нм), защищая жизнь на поверхности Земли.
- **Термосфера** 85–800 км Температура увеличивается с высотой. Днем на высоте 400 км около 1500°C Ультрафиолетовое и рентгеновское излучение Солнца ионизует молекулы воздуха. Поэтому термосферу называют ионосферой. От ионосферы отражаются радиоволны. Становятся преобладающими водород и гелий.
- **Экзосфера** Свыше 800 км Молекулы движутся с огромными скоростями, иногда улетаая в межпланетное пространство

ВЫСОТНЫЙ ПРОФИЛЬ ДАВЛЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Высотный профиль давления атмосферы

$$P = P^* \left(\frac{H_0 - H}{H_0 - H^*} \right)^{-\frac{g_0}{\xi R}} \quad \xi \neq 1$$

$$P = P^* \exp \left(-\frac{g_0}{RT} (H - H^*) \right) \quad \xi = 1$$

где P^* — давление на нижней границы сл атмосферы;

R — удельная газовая постоянная.

Высотный профиль плотности ρ воздуха

$$\rho = \frac{P}{RT}$$

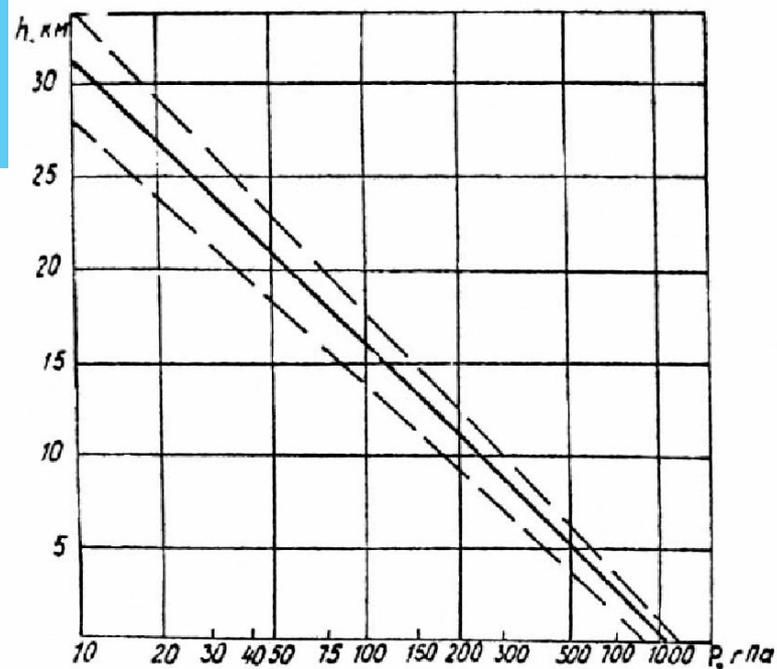


Рис. 1.2. Высотный профиль давления P .

— стандартная атмосфера;
 - - - экстремальные профили Северного полушария

ВЫСОТНЫЙ ПРОФИЛЬ ИНДЕКСА ПРЕЛОМЛЕНИЯ ВОЗДУХА

По определению, индекс преломления:

$$N_{\lambda} = (n - 1) \cdot 10^{-6}$$

где n — коэффициент преломления.

$$N_{\lambda}(h) = N_{\lambda c} \frac{P(h)}{\rho_c}$$

Обозначение	Численное значение	Единица измерения
Стандартное давление воздуха – P_c	101325,0	Па
Стандартная плотность воздуха – ρ_c	1,2250	кг/м ³
Термодинамическая температура Кельвина для воздуха на уровне моря – T_c	288,15	К

где $N_{\lambda c}$ — индекс преломления в

$$N_{\lambda c}(h) = A + B \cdot \lambda^{-2} + C \cdot \lambda^{-4}$$

где λ — длина волны.

Величина индекса преломления в стандартных условиях определяет показатель молекулярного рассеяния воздуха.

Обозначение	Численное значение	Единица измерения
Стандартное ускорение свободного падения – g_c	9,80665	м/с ²
Молярная масса воздуха – M	28,964420	кг/к·моль
Универсальная газовая постоянная – R^*	8314,32	Дж/(К·моль)
Удельная газовая постоянная воздуха – R	287,05287	Дж/(кг·К)
Концентрация молекул на уровне моря – N_c	$25,471 \cdot 10^{24}$	м ⁻³
Радиус земли – r_3	6356766	м
A	272,64	безразмерный
B	1,526	мкм ²
C	0,01623	мкм ⁴

ВЫСОТНЫЙ ПРОФИЛЬ АБСОЛЮТНОЙ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

Водяной пар — наиболее изменчивый параметр атмосферы. Поэтому при решении задач с высокой достоверностью требует привлечения экспериментальных данных по влажности атмосфере на рассматриваемых трассах.

Изменение влажности атмосферы $a(h)$ с высотой в умеренных средних широтах можно описать следующей формулой:

$$a(h) = a_i \cdot \exp[-\alpha_i (h - h_i)]$$

где i — номер слоя атмосферы;

h_i — высота нижней границы слоя;

a_i — абсолютная влажность воздуха на нижней границе i -го слоя, кг/м³;

α_i — коэффициент уменьшения влажности, км⁻¹

ВЫСОТНЫЙ ПРОФИЛЬ АБСОЛЮТНОЙ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

i	$h_i, \text{км}$	Зима	Лето
		$a_i, \text{г/м}^3$ $\alpha_i, \text{км}^{-1}$	$a_i, \text{г/м}^3$ $\alpha_i, \text{км}^{-1}$
1	0	4,8 + 0* 0,507 (здесь и далее указан +/- порядок величины)	1, 2 + 1 0,450
2	6	2,3-1 0 ,855	7,4-1 0,632
3	10	7,3-3 0,477	5,4-2 1,193
4	13	1,8-3 0,235	1,8-3 0,235
5	19	4,9-4 -0,084	4,9-4 -0,084
6	26	6,0-4 0,198	6.0-4 0,198

Изменчивость значений абсолютной влажности можно характеризовать средним квадратическим отклонением, что показано в таблице.

Высота h , км	Зима		Лето	
	$a_i, \text{г/м}^3$	$\sigma_a, \text{км}^{-1}$	$a_i, \text{г/м}^3$	$\sigma_a, \text{км}^{-1}$
0	4,8	3,8	12,0	10,3
1	3,2	2,3	10,1	7,1
2	3,0	1,5	8,1	4,7
3	1,3	1,0	5,6	3,8
4	0,79	0,57	3,52	2,57
7	0,12	0,17	0,74	0,95

ВЫСОТНЫЕ ПРОФИЛИ ОСНОВНЫХ ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТОВ

При энергетических расчетах ОЭС необходим учет поглощения излучения парами воды и газами, для которых характерна сравнительно

меньшая концентрация:

Концентрации в атмосфере основных газов, поглощающих оптическое излучение

Компонента воздуха, поглощающая излучение	CO ₂	O ₂	CH ₄	N ₂	N ₂ O	CO	O ₃	H ₂ O
Объемная концентрация C на уровне $h = 0$	(320–350) × 10 ⁻⁶	20,94	1,7·10 ⁻⁶ (1,1·10 ⁻⁶ – 1,7·10 ⁻⁶)	78,0	0,31·10 ⁻⁶ (0,28·10 ⁻⁶),	0,12·10 ⁻⁶ (0,05·10 ⁻⁶ – 2,2·10 ⁻⁶)	Летом до 7,0·10 ⁻⁶ Зимой до 2,0·10 ⁻⁶	(2–40) × 10 ⁻²

Примечание. *) Содержание CO дано для Северного полушария [48], где оно больше, чем в Южном, на ~ 50 %.

Таблица 1.10

Газ		Содержание в сухом воздухе, %
N ₂	Азот	78,08
O ₂	Кислород	20,95
Ar	Аргон	0,93
CO ₂	Углекислый газ	0,03
Ne	Неон	0,0018
He	Гелий	0,0005
Kr	Криптон	0,0001
H ₂	Водород	0,00005
Xe	Ксенон	0,000009

Вариации содержания основных оптически активных атмосферных газов по высоте

Высота h , км	N_{O_3} , 10 ⁻² Па		N_{CO_2} , ppm		N_{CH_4} , ppm		N_{N_2O} , ppm		N_{CO} , ppm	
	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до
0	0	80	270	330	0,7	5,0	0,10	0,35	0,04	0,3
5	1	150	270	330	0,7	5,0	0,10	0,35	0,05	0,24
10	1	180	270	330	0,6	2,0	0,10	0,35	0,05	0,16
15	1	350	280	400	0,6	2,0	0,10	0,35	0,02	0,07
20	40	350	280	400	0,6	2,0	0,08	0,26	0,01	0,08
25	30	250	280	400	0,6	2,0	0,06	0,14	-	-
30	10	160	280	400	0,2	1,2	0,04	0,11	-	-

РАЙОНИРОВАНИЕ ЗЕМНОГО ШАРА С УЧЕТОМ ТИПИЗАЦИИ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ, ВЛИЯЮЩИХ НА ЕЁ ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

№ п/п	Наименование модели	Типичные районы
1	Стандартная	Определяет средние условия атмосферы Земли
2	Холодные районы с теплым летом – зима – лето	Районы в пределах 60° с.ш. и выше, в России – районы Тюмени, Улан-Удэ
2 а	Субарктический климат – зима – лето	Соответствует модели атмосферы для 60° с.ш. США [12]
3	Умеренный климат – зима – лето	Определяет большую часть России между 48° – 55° с.ш.
4	Умеренно теплый климат – зима – лето	Украина, Молдавия, Западная Европа (Франция, Нидерланды, Германия)
4 а	Среднеширотные районы – зима – лето	Соответствует модели атмосферы для 45° с.ш. США [12]
5	Субтропики – зима – лето	Батуми, Север Африки
6	Морской климат – зима – лето	Дальний Восток, часть Атлантического океана
7	Горный климат – зима – лето	Территории выше 1500 м над уровнем океана
8	Тропический сухой климат – зима – лето	Средняя Азия, Ближний Восток
9	Тропический влажный климат	–
10	Морской тропический	Тихий, Атлантический океаны

Модели геофизических параметров атмосферы реализуют климатологический принцип, согласно которому наиболее адекватные расчеты можно получить, если учесть особенности формирования атмосферы в том или ином районе Земного шара.

РАЙОНИРОВАНИЕ ЗЕМНОГО ШАРА С УЧЕТОМ ТИПИЗАЦИИ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ, ВЛИЯЮЩИХ НА ЕЁ ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Модель геофизических параметров атмосферы будет полностью задана для расчета оптического ослабления в газах, если заданы:

- вертикальные профили температуры, давления и влажности для холодного и теплого сезонов года;
- профили оптически активных газов, содержание которых может быть принято постоянным;
- вертикальная стратификация озона, содержание которого имеет сезонный и широтный тренды.

Эти модели дают приемлемый в инженерных расчетах результат для состояний «ясно» и «малооблачно».

ОПТИКО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ

Модели геофизических параметров атмосферы для *конкретных метеорологических условий* должны быть дополнены следующими параметрами, определяющими изменчивость *«оптической погоды»*:

- данные для расчета молекулярного рассеяния излучения;
- спектроскопические данные для расчета молекулярного поглощения;
- данные для расчета аэрозольного ослабления;
- данные для расчета прозрачности в подоблачной зоне и в облаках.

ЗАКОН БУГЕРА-ЛАМБЕРТА-БЭРА

Ослабление монохроматического оптического излучения в атмосфере подчиняется закону Бугера-Ламберта-Бэра:

$$E_S(\lambda, x) = E_S(\lambda, 0) e^{-\alpha(\lambda)x}$$

где α — показатель (линейный) поглощения;

E_S — плотность потока энергии фотонов при поглощении, Вт/м².

Величина $\ell = \alpha(\lambda) \cdot x$ называется **оптической толщиной** слоя атмосферы или среды.

Прозрачность атмосферы:

$$\tau(\lambda, x) = \frac{E_S(\lambda, x)}{E_S(\lambda, 0)}$$

Ослабление атмосферы:

$$\alpha(\lambda) = 1 - \tau(\lambda)$$

КОЭФФИЦИЕНТ ПРОПУСКАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Для немонохроматического ослабления коэффициент пропускания (прозрачности) атмосферы определяется через спектральные характеристики:

$$\tau(\lambda, x) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_{\lambda S}(\lambda, x) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_{\lambda S}(\lambda, 0) d\lambda}$$

В общем случае коэффициент ослабления можно представить в виде произведения трех множителей, определяющих спектральные молекулярное поглощение, молекулярное рассеяние, аэрозольное ослабление, которое также определяется рассеянием и поглощением:

$$\tau(\lambda, x) = \tau_M(\lambda, x) \cdot \tau_{MP}(\lambda, x) \cdot \tau_{AP}(\lambda, x)$$

ПОКАЗАТЕЛЬ МОЛЕКУЛЯРНОГО РАССЕЯНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ. ЗАКОН РЕЛЕЯ

Показатель молекулярного рассеяния оптического излучения в атмосфере описывается законом Релея:

$$\alpha_{\text{мр}}(\lambda) = \left[\frac{32\pi^3 10^{12}}{3n_{\text{вс}}} \cdot \left(\frac{6+3\delta}{6-7\delta} \right) \cdot \frac{N_{\lambda\text{с}}}{\lambda^4} \right] \cdot \frac{\rho(h)}{\rho_{\text{с}}} = \alpha_{\text{мрс}}(\lambda) \cdot \frac{\rho(h)}{\rho_{\text{с}}}$$

где $n_{\text{вс}}$ — концентрация молекул атмосферы на уровне моря;

$N_{\lambda\text{с}}$ — индекс преломления в стандартных условиях;

δ — фактор деполяризации: $\delta = 0,035 \text{ мкм}^4/\text{м}$.

Для инженерных расчетов подходит формула:

$$\alpha_{\text{мр}}^{\text{отн}}(\lambda) = \frac{\alpha_{\text{мр}}(\lambda)}{\alpha_{\text{мр}}(\lambda = 1)} = \lambda^{-4,08}$$

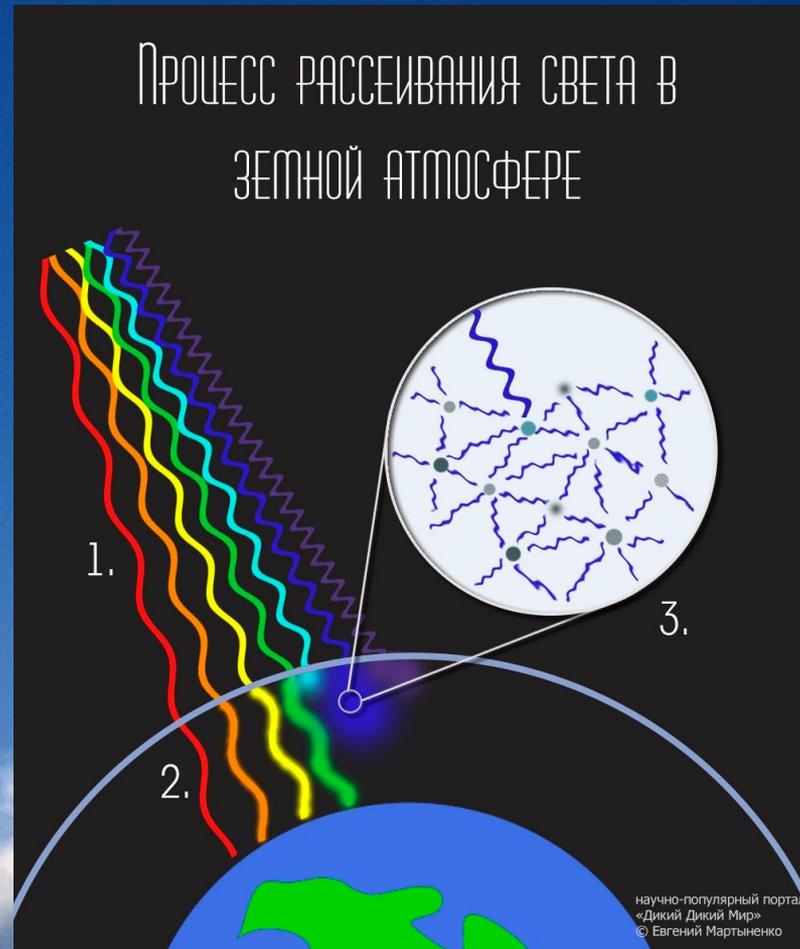
ПОКАЗАТЕЛЬ МОЛЕКУЛЯРНОГО РАССЕЯНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ. ЗАКОН РЕЛЕЯ

λ , МКМ	$\alpha_{\text{мр}}^{\text{отн}}$	λ , МКМ	$\alpha_{\text{мр}}^{\text{отн}}$	λ , МКМ	$\alpha_{\text{мр}}^{\text{отн}}$
0,30	135,9	0,45	26,0	0,750	3,23
0,31	118,9	0,475	20,8	0,775	2,83
0,32	104,5	0,50	16,9	0,800	2,48
0,33	92,1	0,525	13,9	0,825	2,19
0,34	81,6	0,550	11,5	0,850	1,941
0,35	72,5	0,575	9,56	0,875	1,724
0,36	64,6	0,600	8,04	0,900	1,537
0,37	57,8	0,625	6,80	0,925	1,374
0,38	51,8	0,650	5,80	0,950	1,233
0,39	46,6	0,675	4,97	0,975	1,109
0,40	42,0	0,700	4,28	1,0	1,00
0,425	32,7	0,725	3,71		

Прозрачность (%) приземных оптических трасс различной протяженности в области 0,3; 0,40; 0,55; 0,70 и 1,06 МКМ, обусловленная только релеевским рассеянием [4,7]*

L , км	Длина волны λ , МКМ				
	0,3	0,40	0,55	0,70	1,06
1	86,5	95,8	98,9	99,6	99,9
5	48,5	80,6	94,4	97,6	99,6
10	23,6	65,0	89,0	95,7	99,2
50	0,1	11,6	55,9	80,4	95,5

ПОКАЗАТЕЛЬ МОЛЕКУЛЯРНОГО РАССЕЯНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ. ЗАКОН РЕЛЕЯ



МОЛЕКУЛЯРНОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Молекулярное

поглощение обусловлено взаимодействием излучения с молекулами газов, содержащихся в атмосфере.

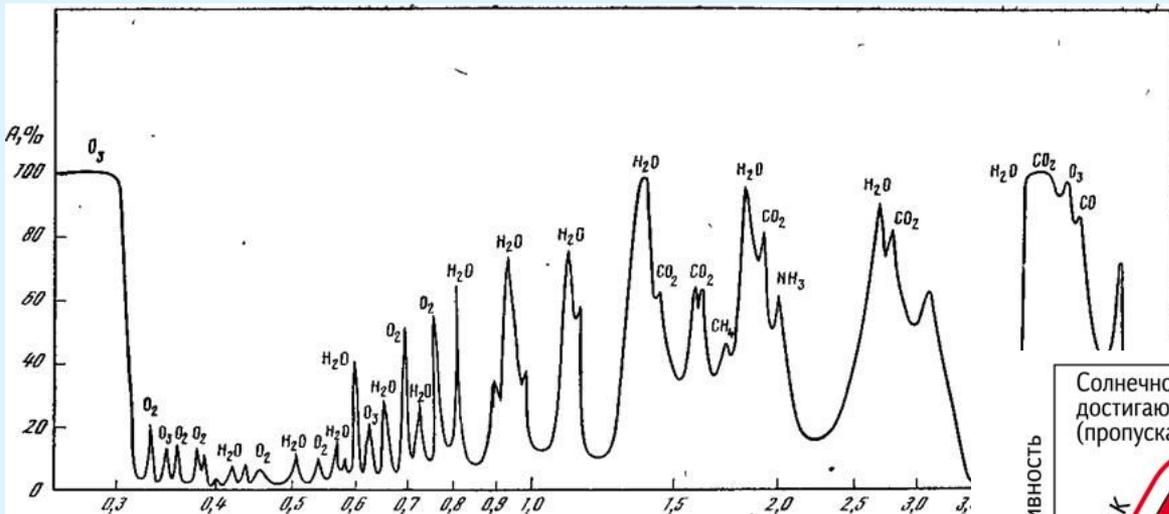
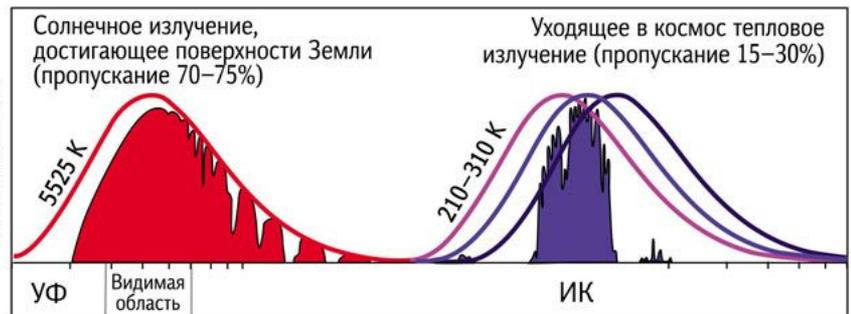


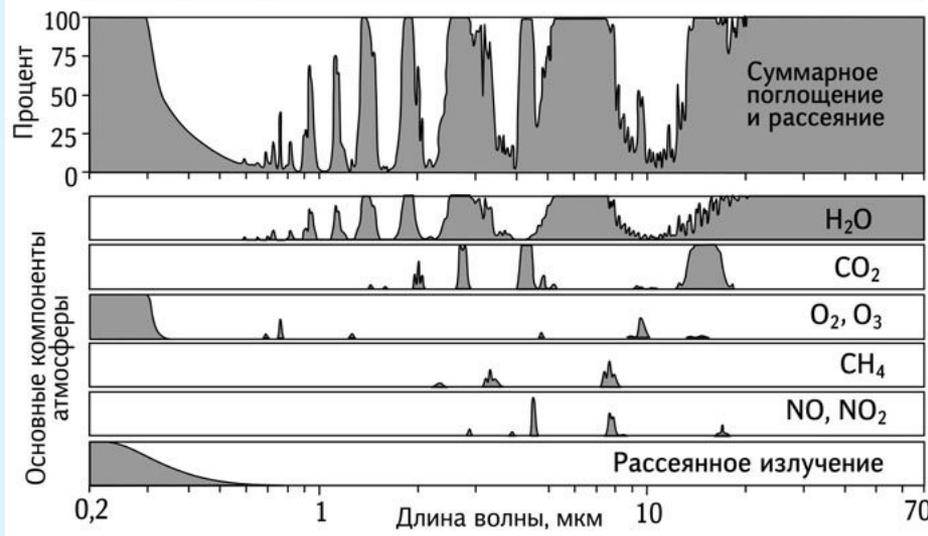
Рис. 4.1. Селективное спектральное поглощение солнечного излучения постоянными молекулами атмосферы при воздушной массе $m=1$, толщине слоя осаждаемых паров воды 2 см и той же толщине слоя озона 2 мм (при нормальных температуре и давлении)



Спектр поглощения — полосовой, каждая полоса состоит из множества линий поглощения (до тысяч).

Основные поглотители: пары воды H_2O , углекислый газ CO_2 , озон O_3

Минорные поглотители: закись азота N_2O , окись углерода CO , кислород O_2 , метан CH_4 , азот N_2



МОЛЕКУЛЯРНОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

23

Расчетная модель молекулярного поглощения излучения газами атмосферы должен иметь:

- обоснованный по достоверности метод расчета;
- исходные данные для применения метода расчета:
 - спектрометрические данные по полосам поглощения набора газов;
 - данные о пространственно-временном распределении поглощающих компонентов.

МОЛЕКУЛЯРНОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Методы расчета молекулярного поглощения

Эмпирические

Коэффициент спектрального молекулярного пропускания:

$$\tau_M(\lambda) = f(\lambda, m_x, P)$$

где m_x — масса вещества атмосферы на рассматриваемой трассе x ;

P — давление атмосферы;

λ — длина волны.

Расчет ведется для представительного набора газов (более 13). Разрешение по длине волны 0,01...0,05 мкм в диапазоне 0,26...15,0 мкм.

Модели:

- Lowtran (Modtran);
- модель ГОИ;
- модель ГИПО;
- прикладные модели.

Полинейного интегрирования

Коэффициент спектрального молекулярного пропускания рассчитывается на основе данных **базы спектральных линий** (БСЛ) поглощений и решения **уравнений переноса излучения** в веществе атмосферы.

Наиболее распространена база HITRAN, содержащая линии поглощения всех известных газов.

Наиболее распространен **метод дискретных ординат** (МДО) решения уравнения переноса излучения.

МЕТОД ПОЛИНЕЙНОГО ИНТЕГРИРОВАНИЯ ПРИ РАСЧЕТЕ МОЛЕКУЛЯРНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Коэффициент спектрального молекулярного пропускания представляется в виде:

$$\tau_M(\nu) = \exp\left(-\sum_m (\ell_M(\nu, m) + \ell_{MC}(\nu, m))\right)$$

где l_M — оптическая толщина на трассе ОХ для линий поглощения m -го газа;
 l_{MC} — оптическая толщина на трассе ОХ для поглощения в континууме (непрерывная совокупность) m -го газа;
 ν — частота излучения.

Атмосферная трасса ОХ задается:

- длиной L ;
- профилем температуры $T(x)$ на трассе;
- полным атмосферным давлением $P(x)$;
- парциальным давлением $P_a(x)$ каждого газа.

МЕТОД ПОЛИНЕЙНОГО ИНТЕГРИРОВАНИЯ ПРИ РАСЧЕТЕ МОЛЕКУЛЯРНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Оптическая толщина l_m для **линий поглощения** m -го газа на трассе вычисляется интегрированием:

$$l_m(\nu, m) = \int_0^L n_{Vm} P_a(x, m) G(\nu, m) dx$$

где n_{Vm} — концентрация молекул m -го газа атмосферы, $1/\text{м}^3$;

$P_a(x, m)$ — парциальное давление m -го газа атмосферы;

ν — частота излучения;

G — спектр поглощения на частоте ν :

$$G(\nu, m) = \sum_i S_i(T_0, S_{0m}, \nu_0, T, E) \cdot g_i(\nu, \nu_0, P, P_a, \gamma_{\text{air}}, \gamma_{\text{self}}, n, \delta)$$

где g_i — контур i -ой линии;

S_i — интенсивность i -ой линии;

T_0 — «опорная» температура = 296°K.

МЕТОД ПОЛИНЕЙНОГО ИНТЕГРИРОВАНИЯ ПРИ РАСЧЕТЕ МОЛЕКУЛЯРНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Параметры для расчета контура и интенсивности поглощения в i -ой линии можно объединить в два вектора:

$$\mathbf{m} = (v_0, S_{0m}, E, \gamma_{\text{air}}, \gamma_{\text{self}}, n, \delta)^T$$

$$\mathbf{a} = (T, P, P_a)^T$$

где \mathbf{m} — вектор данных базы HITRAN;

\mathbf{a} — вектор **атмосферных параметров**;

v_0 — табличная частота линии поглощения;

S_{0m} — интенсивность линии для «опорной» температуры 296°K;

E — энергия нижнего состояния для соответствующего квантового перехода;

γ_{air} , γ_{self} — параметры воздушного уширения и самоуширения соответственно;

n — коэффициент температурной зависимости полуширины;

δ — коэффициент смещения линии от давления;

T — температура воздуха;

P — давление воздуха;

P_a — парциальное давление m -го газа атмосферы.

МЕТОД ПОЛИНЕЙНОГО ИНТЕГРИРОВАНИЯ ПРИ РАСЧЕТЕ МОЛЕКУЛЯРНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Оптическая толщина $l_{\text{мс}}$ поглощения в **континууме** m -го газа на трассе вычисляется интегрированием:

$$l_{\text{мс}}(\nu, m) = \int_0^L n_{\text{Vm}} P_a(x, m) G_c(\nu, m) dx$$

где n_{Vm} — концентрация молекул m -го газа атмосферы, $1/\text{м}^3$;

$P_a(x, m)$ — парциальное давление m -го газа атмосферы;

ν — частота излучения;

G_c — спектр поглощения в континууме на частоте ν :

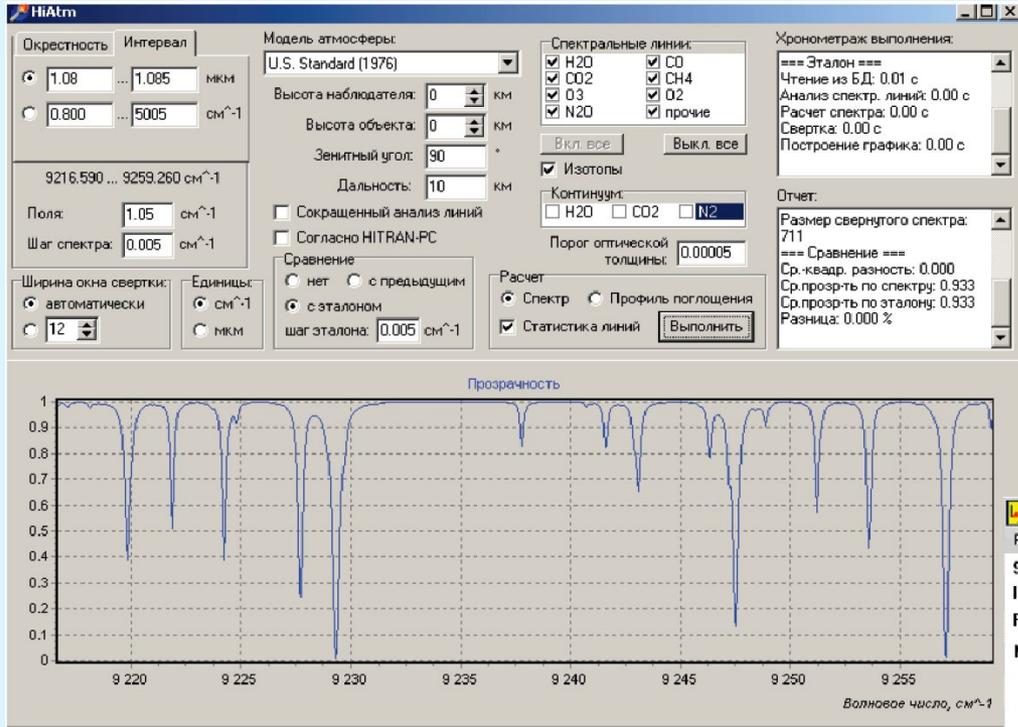
$$G_c(\nu, m) = \nu \cdot \frac{T_0}{T} \cdot th \left(\frac{c_2 \cdot \nu}{2T} \right) \left(C_s(\nu) \cdot P_a + C_f(\nu) \cdot (P - P_a) \right)$$

где C_s — коэффициент самоуширения для H_2O , CO_2 и N_2 ;

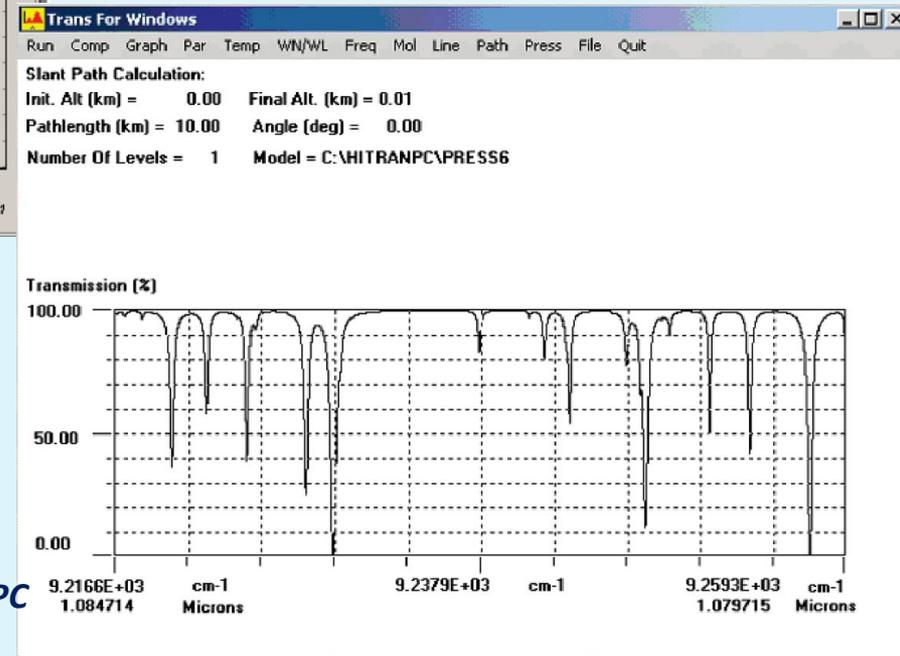
C_f — коэффициент уширения посторонними газами для H_2O , CO_2 и N_2 ;

c_2 — вторая радиационная постоянная.

МЕТОД ПОЛИНЕЙНОГО ИНТЕГРИРОВАНИЯ ПРИ РАСЧЕТЕ МОЛЕКУЛЯРНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ



Модель АО НПО «Государственный институт прикладной оптики»



Модель HITRAN-PC

АЭРОЗОЛЬНОЕ ОСЛАБЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

- **Дисперсная система** — это система, образованная из двух и более фаз, которые не смешиваются и не реагируют друг с другом химически.
- **Аэрозоли** — дисперсные системы, состоящие из мелких твердых и жидких частиц, взвешенных в газовой среде (воздухе).
- **Туманы** — аэрозоли, дисперсная фаза которых состоит из капелек жидкости.
- **Дымы** — аэрозоли, дисперсная фаза которых состоит из твердых частиц.
- **Пыль** — грубодисперсная аэрозоль.
- Твердые частицы: вулканическая пыль и пепел, дым от пожаров, почвенная и космическая пыль.
- Размер твердых частиц: $0,1 \dots 10^5$ нм.
- Жидкие частицы: капли пресной и морской воды.
- Размер жидких частиц: $10^2 \dots 10^6$ нм

КОЛИЧЕСТВО АЭРОЗОЛЯ, ПОСТУПАЮЩЕГО В АТМОСФЕРУ, МЛН Т/ГОД

Источник естественного происхождения	Тропосфера	Стратосфера	Источник естественного происхождения	Тропосфера	Стратосфера
Первичные аэрозоли					
Почва и горные породы	130–8000	•	Промышленные предприятия	5–27	•
Океан (в основном NaCl)	300–1300	•	Пашни	2–80	•
Вулканы (пепел)	200–1000	4,0–50	Установки для сжигания топлива	10–133	•
Лесные пожары (сажа)	3–360	•	Транспорт	1,0	0,01–0,1
Космическая пыль	0,25–14	0,25–14			
Почва и горные породы	130–8000	•	Промышленные предприятия	5–27	•
Океан (в основном NaCl)	300–1300	•	Пашни	2–80	•
Вулканы (пепел)	200–1000	4,0–50	Установки для сжигания топлива	10–133	•
Лесные пожары (сажа)	3–360	•	Транспорт	1,0	0,01–0,1
Космическая пыль	0,25–14	0,25–14			

АЭРОЗОЛЬНОЕ ОСЛАБЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

- В задачах расчета прохождения излучения через аэрозольное излучения применяют теорию Ми.
- В предположении сферичности частиц аэрозоля показатель рассеяния излучения можно определить по формуле:

$$\alpha(\lambda) = n_V \int \pi \cdot r^2 K(\rho, m) \cdot f_n(r) dr$$

где n_V — концентрация частиц в атмосфере, $1/\text{м}^3$;

r — радиус частиц аэрозоля;

K — фактор эффективности ослабления, расчетные значения которого собраны в справочных изданиях (Зельманович И.Л. Таблицы по светорассеянию / И.Л. Зельманович, К.С. Шифрин. – Т. III. – Л.: Гидрометеиздат, 1968.)

f_n — функция распределения частиц аэрозоля по размерам.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЧАСТИЦ АЭРОЗОЛЯ ПО РАЗМЕРАМ

- К. Уитби установил, что спектр распределения частиц по размерам формируется более чем тремя законами распределений, что может быть аппроксимировано логарифмически-нормальным распределением вида:

$$f_n(r) = \sum_{j=1}^k \frac{n_{vj}}{\ln(10) \sqrt{2\pi\sigma_{lj}} r} \exp\left(-0,5 \left(\frac{\lg r - \lg r_{mj}}{\sigma_{lj}}\right)^2\right),$$

$$\sigma_{lj} = \ln \sigma_{rj}, \quad r \in [0,001; 32]$$

где n_{vj} — концентрация частиц j -ой фракции в атмосфере, $1/\text{м}^3$;

r — радиус частиц аэрозоля, мкм;

k — количество фракций;

r_{mj} — медианный радиус, мкм;

σ_{rj} — СКО распределения радиуса частиц, мкм.

МОДЕЛИ АО «ГИПО» РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТИЦ В АТМОСФЕРНОМ АЭРОЗОЛЕ

- Результаты натуральных экспериментов АО «ГИПО» позволили определить 11 моделей атмосферного аэрозоля для основных типов континентальных воздушных масс:

Тип аэрозоля	Состав и происхождение
КП —континентальный пылевой аэрозоль умеренных широт (негигроскопичен)	КП ₁ —тонкодисперсная фракция «сульфатного аэрозоля» КП ₂ —грубодисперсная фракция I КП ₃ —грубодисперсная фракция II
КС —континентальный солевой аэрозоль (гигроскопичен)	КС ₁ —тонкодисперсная фракция (дробление частиц почвы) КС ₂ —аккумулятивная фракция КС ₃ —грубодисперсный солевой компонент (продукт выветривания солончаков)
МС —морской солевой аэрозоль (гигроскопичен)	МС ₁ —морская фракция I (тонкодисперсная фракция лопающихся пузырьков) МС ₂ —морская фракция II (грубодисперсная фракция лопающихся пузырьков)
АП —аридный пылевой аэрозоль (негигроскопичен)	АП ₁ —пылевая фракция I (выветривание с песчаной почвы вторичных продуктов дробления) АП ₂ —пылевая фракция I (пылевая поземка)
СА —сажистый аэрозоль	Продукт загрязнения атмосферы

МОДЕЛИ АО «ГИПО» РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТИЦ В АТМОСФЕРНОМ АЭРОЗОЛЕ

$$f_n(r) = \sum_{j=1}^k \frac{n_{Vj}}{\ln(10) \sqrt{2\pi\sigma_{lj}} r} \exp\left(-0,5 \left(\frac{\lg r - \lg r_{mj}}{\sigma_{lj}}\right)^2\right), \Rightarrow$$

$$f_n = \sum_{j=1}^k n_{Vj} \cdot f_{nj},$$

$$\sigma_{lj} = \ln \frac{r_{mj}}{r_{mj-1}}, \quad r \in [0,001; 32]$$

№ модели	Параметры распределения по размерам		Характеристики вещественного состава		Зависимость от относительной влажности воздуха	Индекс модели
	$r_{m_{oj}}$	σ_{lj}	I компонент (масса, %)	II компонент (масса, %)		
1	0,095	0,8	1,0 КП	-	-	КП ₁
2	0,562	0,9	1,0 КП	-	-	КП ₂
3	9,5	0,8	1,0 КП	-	-	КП ₃
4	0,005	1,1	1,0 КС	-	+	КС ₁
5	0,095	0,8	1,0 КС	-	+	КС ₂
6	0,562	0,9	1,0 КС	-	+	КС ₃
7	0,21	0,71	0,3 КС	0,7 МС	+	МС ₁
8	1,64	0,71	1,0 МС		+	МС ₂
9	0,74	0,8	1,0 АП		-	АП ₁
10	9,5	0,8	1,0 АП		-	АП ₂

КОНЦЕНТРАЦИЯ ЧАСТИЦ РАЗЛИЧНЫХ ФРАКЦИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ВОЗДУШНЫХ МАСС

№ модели	Воздушная масса	1 фракция		2 фракция		3 фракция		4 фракция		5 фракция		6 фракция	
		индекс модели	n_{V1} см ⁻³	индекс модели	n_{V2} см ⁻³	индекс модели	n_{V3} см ⁻³	индекс модели	n_{V4} см ⁻³	индекс модели	n_{V5} см ⁻³	индекс модели	n_{V6} см ⁻³
1	КАВ	КС ₁	$5,8 \times 10^4$	КП ₁	65								
2	КУВ (лето)	КС ₁	$11,6 \times 10^4$	КС ₂	27	КС ₃	0,166	КП ₁	32	КП ₂	0,45	СА ₁	10^4
3	КУВ (весна-осень)	КС ₁	$5,8 \times 10^4$	КС ₂	175	КС ₃	0,276	КП ₁	55	КП ₂	0,75	СА ₁	10^4
4	ВКУВ (местный ТВ)	КС ₁	$5,8 \times 10^4$	КС ₂	113	КС ₃	2,7	КП ₁	130	КП ₂	7,3	СА ₁	10^4
5	ВКУВ (мгла)	КС ₁	$5,8 \times 10^4$	КС ₂	113	КП ₁	270	КП ₂	25			СА ₁	10^4
6	МУВ (северное побережье)	КС ₁	$5,8 \times 10^4$	КП ₂	0,45	МС ₁	19,4	МС ₂	0,0193				
7	МУВ (южное побережье)	КС ₁	$5,8 \times 10^4$	КС ₂	27	КП ₂	5,8	МС ₁	14,2	МС ₂	0,0158		

ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ АЭРОЗОЛЯ (БЕЗОБЛАЧНО)

- Вертикальный профиль атмосферного аэрозоля описывается *трехслойной моделью*, которая учитывает *суточную* (день и ночь) и *сезонную* (лето и зима) изменчивость.
- Вертикальный профиль атмосферного аэрозоля определяется по вертикальной стратификации показателя аэрозольного ослабления $\alpha_{055} = \alpha(\lambda_0)$ для длины волны $\lambda_0 = 0,55$ мкм.
- Вертикальный профиль атмосферного аэрозоля может быть определен четырьмя параметрами:
- $\alpha_0 = \alpha_{055}(H=0)$, α_1 , α_2 , H_1 , H_2
- α_0 : показатель аэрозольного ослабления на опорной длине волны $\lambda_0 = 0,55$ мкм связан с метеорологической дальностью видимости МДВ: $S_M = 3,91 / \alpha_{055}(H=0)$.

Лето, осень, весна:

$$\alpha_0(h) = \begin{cases} \alpha_0 - \left(\frac{\alpha_0 - \alpha_1}{H_1} \right) \cdot h, & 0 \leq h \leq H_1; \\ \alpha_1 = const, & H_1 \leq h \leq H_2; \\ \alpha_T \exp\left(\frac{H_2 - h}{8}\right), & h > H_2, \end{cases}$$

Зима

$$\alpha_0(h) = \begin{cases} \alpha_0 - \left(\frac{\alpha_0 - \alpha_1}{H_1} \right) \cdot h, & 0 \leq h \leq H_1; \\ \alpha_T \exp\left(\frac{H_1 - h}{8}\right), & h > H_1, \end{cases}$$

ЭМПИРИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА РАСЧЕТА ПОКАЗАТЕЛЯ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ

- «Оптическая погода» — группы ситуаций в атмосфере, характеризующиеся следующими параметрами:
 - ✓ метеорологическая дальность видимости МДВ — S_M ;
 - ✓ относительная влажность воздуха f ;
 - ✓ температура воздуха T ;
 - ✓ синоптический критерий: положение восточно-европейского полярного фронта.
- Показатель аэрозольного ослабления:

$$\alpha_a(\lambda) = \alpha_{0.55} \left(n_0 + n_1 \cdot \lambda^{-n_2} \right)$$

- где $\alpha_{0.55}$ — показатель аэрозольного ослабления на опорной длине волны $\lambda_0 = 0,55$ мкм;
- n_0, n_1, n_2 — эмпирические коэффициенты.
- **Метеорологическая дальность видимости** — расстояние, при котором под воздействием атмосферной дымки теряется **видимость** абсолютно чёрной поверхности, имеющей на этом расстоянии угловые размеры не менее 0,3 градуса и проектирующейся на фоне неба (дымки) у горизонта.

ЭМПИРИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА РАСЧЕТА ПОКАЗАТЕЛЯ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ

При влажности $f < 40\%$

$$\alpha_a(\lambda) = \alpha_{055} \left(n_0 + n_1 \cdot \lambda^{-n_2} \right)$$

погрешность вычислений
< 10%.

При влажности $f > 40\%$

$$\alpha_a(\lambda) = \alpha_{055} \left(n_0 + n_1 \cdot \lambda^{-n_2} + \beta_\lambda^* \right)$$

погрешность вычислений
10-15 %.

Тип оптической погоды	Синоптическая ситуация	Температура воздуха, °С	Относительная влажность, %	МДВ, км	n_0	n_1	n_2
1. Дымка	Антициклоны внетропических широт. Область барического поля севернее Восточно-европейского полярного фронта (ВЕПФ)	-20+20	50-90	20-50	0.021	0.248	2.0
2. Дымка		-12+25	30-50	15-50	0.004	0.259	2.00
3. Дымка		-"-	50-90	10-20	0.071	0.348	1.45
4. Дымка		-"-	85-90	5-10	0.057	0.472	1.056
5. Туманная дымка		-"-	90-100	а)5-10 б)1-5	0.204 0.66	0.515 0.79	0.647 0.4
6. Дымка	Антициклоны субтропических широт, теплые сектора циклонов	-"-	60-90	5-15	0.402	0.392	0.94
7. Туманная дымка	Область барического поля южнее ВЕПФ	-"-	90-100	1-5	0.56	0.356	0.40

ЭМПИРИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА РАСЧЕТА ПОКАЗАТЕЛЯ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ

При влажности $f < 40\%$

$$\alpha_a(\lambda) = \alpha_{055} \left(n_0 + n_1 \cdot \lambda^{-n_2} \right)$$

погрешность вычислений
< 10%.

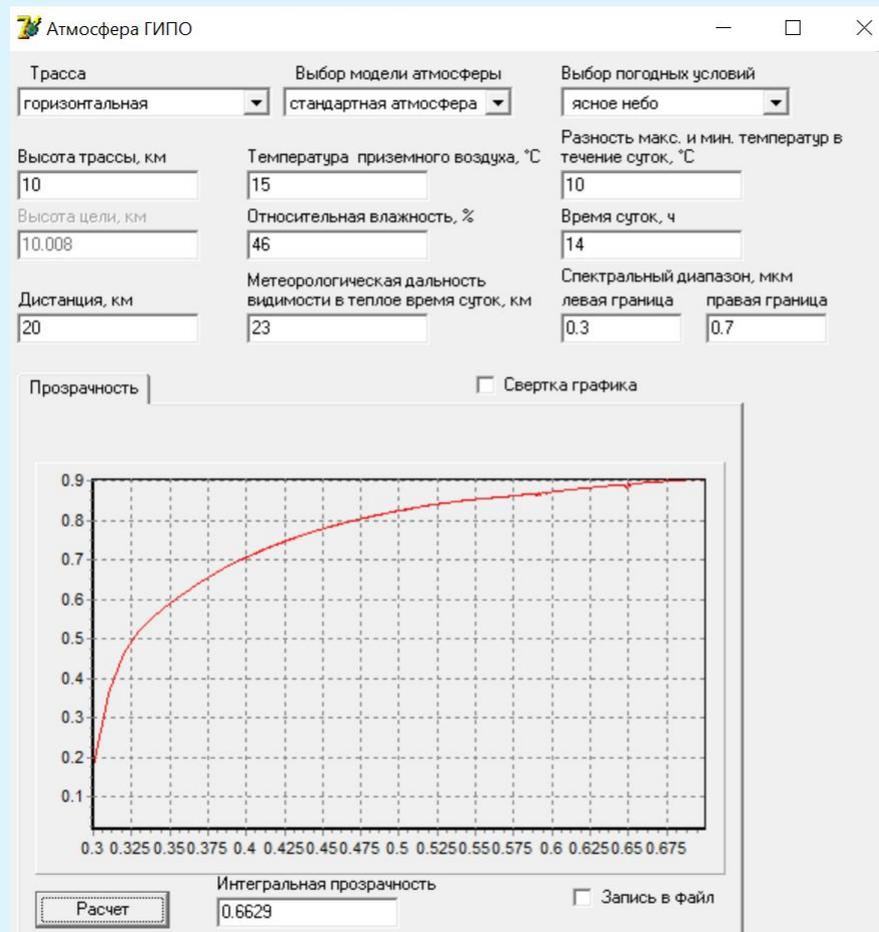
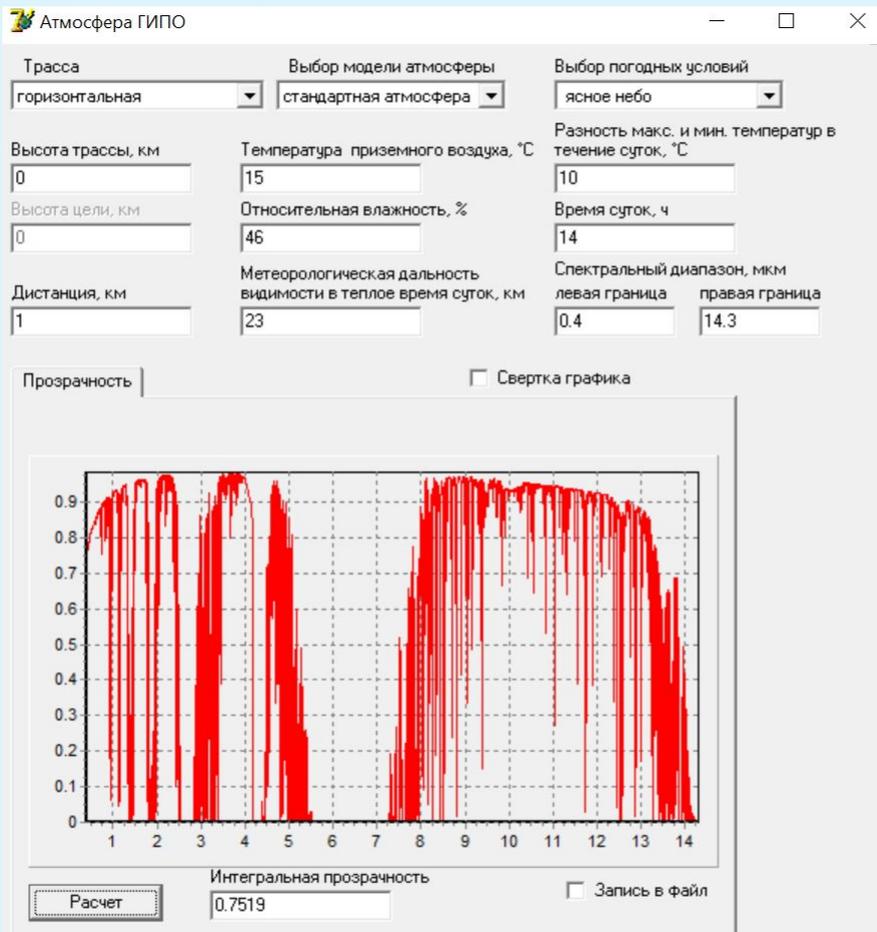
При влажности $f > 40\%$

$$\alpha_a(\lambda) = \alpha_{055} \left(n_0 + n_1 \cdot \lambda^{-n_2} + \beta_\lambda^* \right),$$

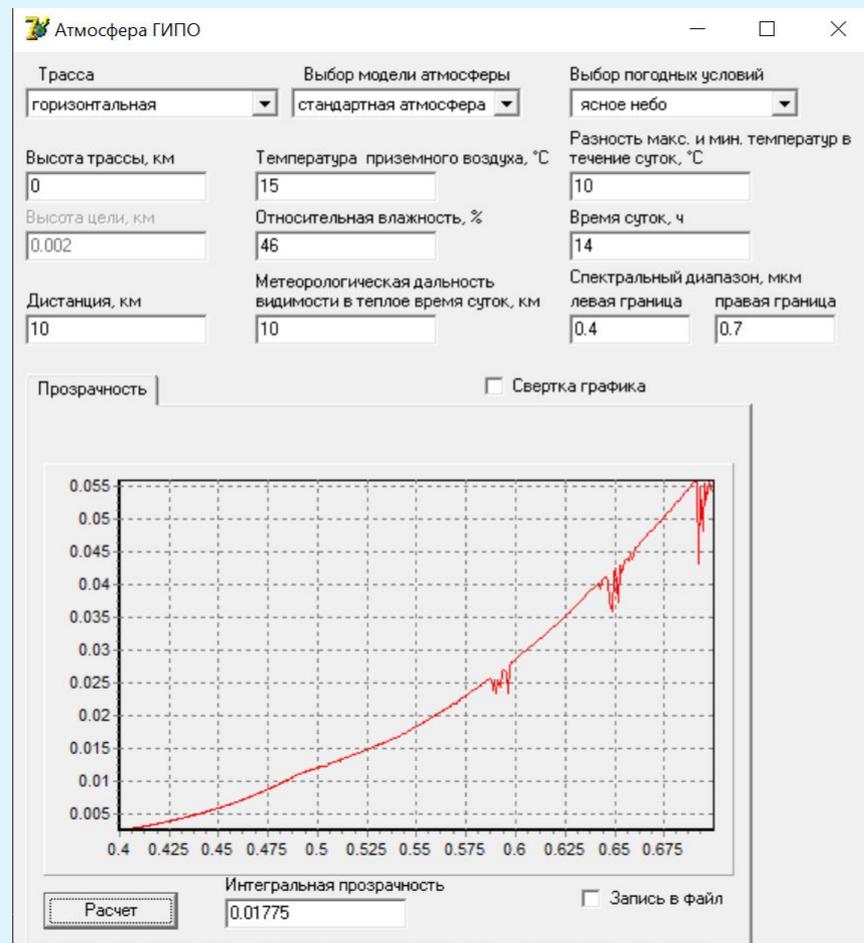
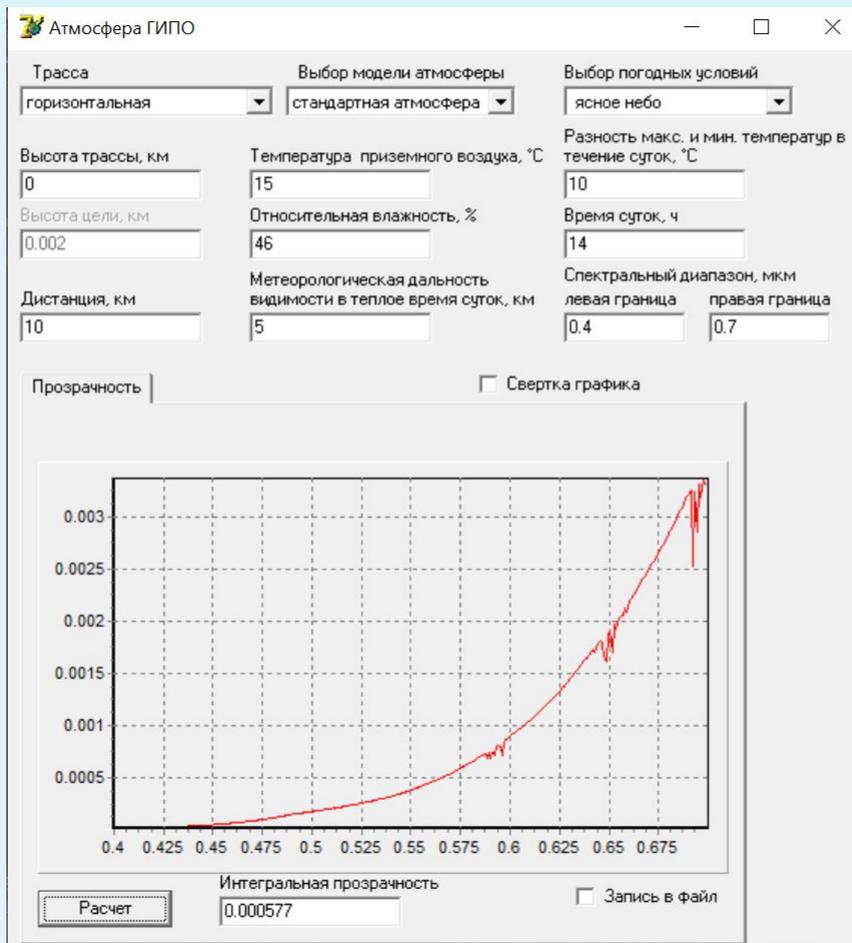
так как происходит
конденсация капель воды,
погрешность вычислений
10-15 %.

λ , МКМ	β_λ^*						
1,32	0	1,88	0,06	2,75	0,192	3,65	0,036
1,34	0,005	1,92	0,10	2,85	0,356	3,75	0,020
1,38	0,03	1,94	0,13	2,95	0,30	3,85	0,005
1,40	0,05	1,96	0,10	3,0	0,31	3,95	0
1,42	0,07	2,0	0,02	3,1	0,198	9,2	0
1,46	0,06	2,04	0	3,15	0,168	10,0	0,035
1,50	0,015	2,4	0	3,25	0,122	11,0	0,075
1,54	0	2,45	0,005	3,35	0,094	12,0	0,11
1,80	0,01	2,55	0,035	3,45	0,067	13,0	0,19
1,84	0,03	2,65	0,090	3,55	0,051	14,0	0,28

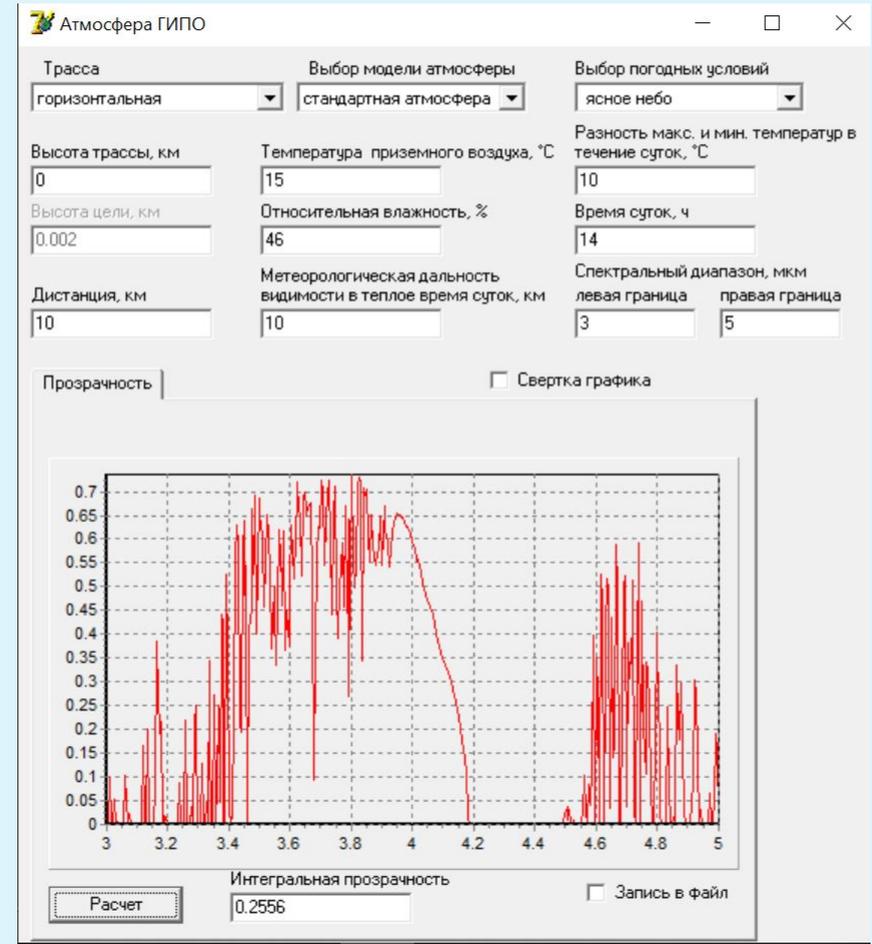
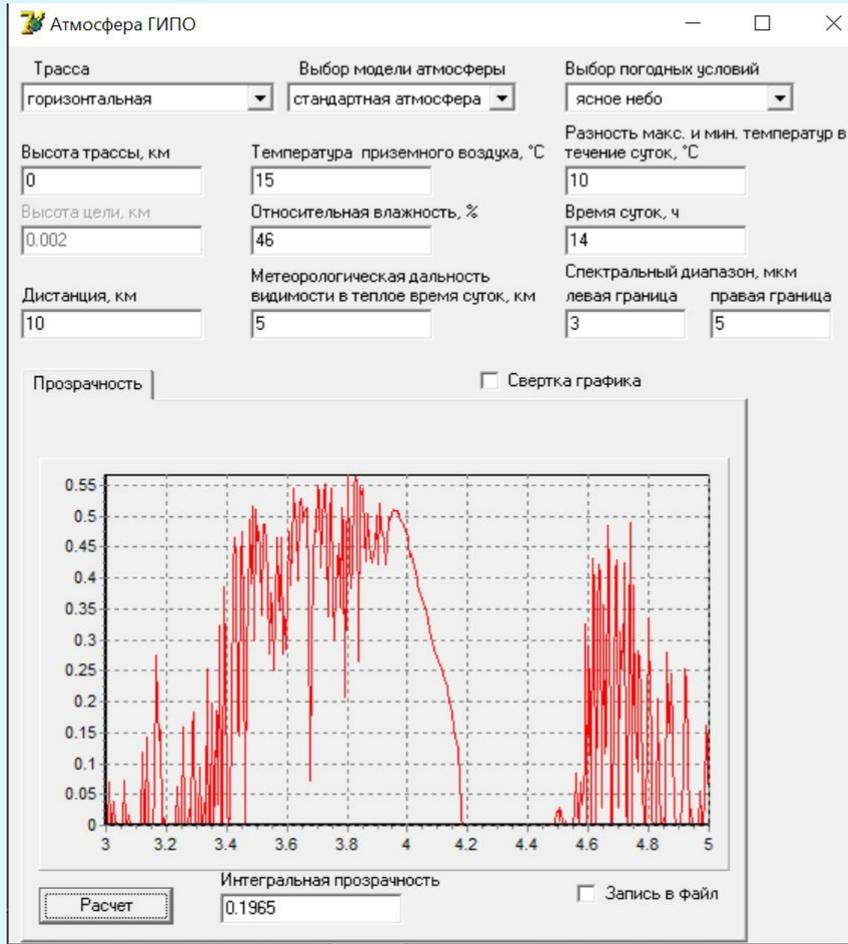
РАСЧЕТНЫЕ ПРИМЕРЫ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ МОДЕЛЬ «ГИПО»



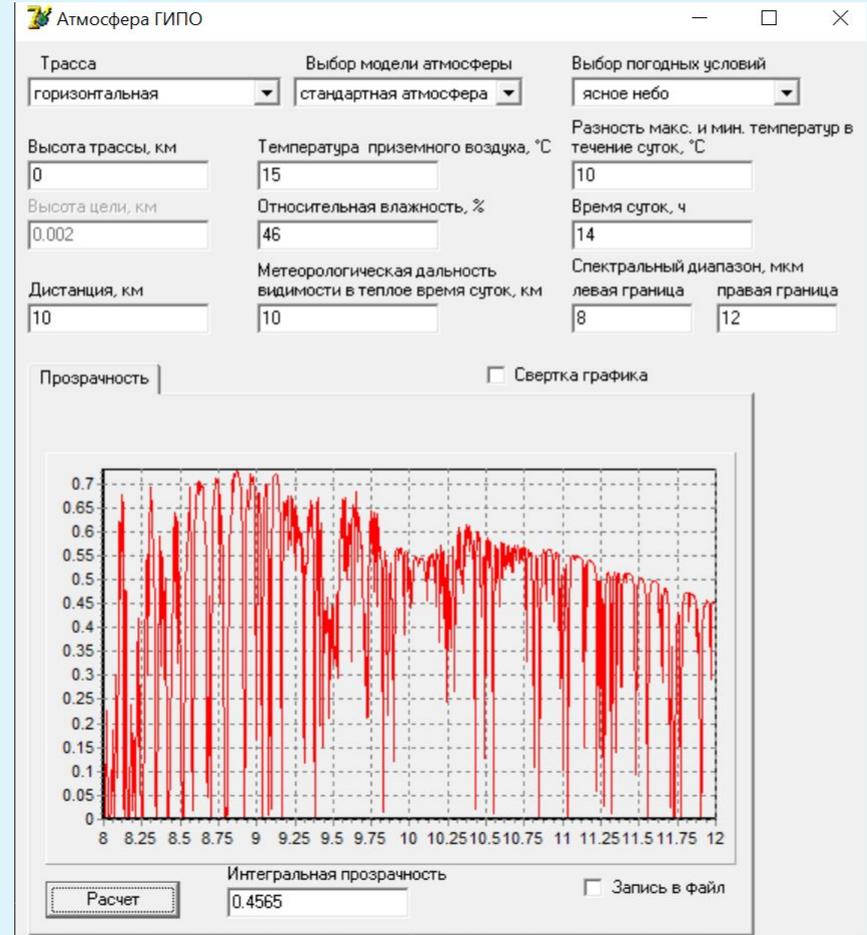
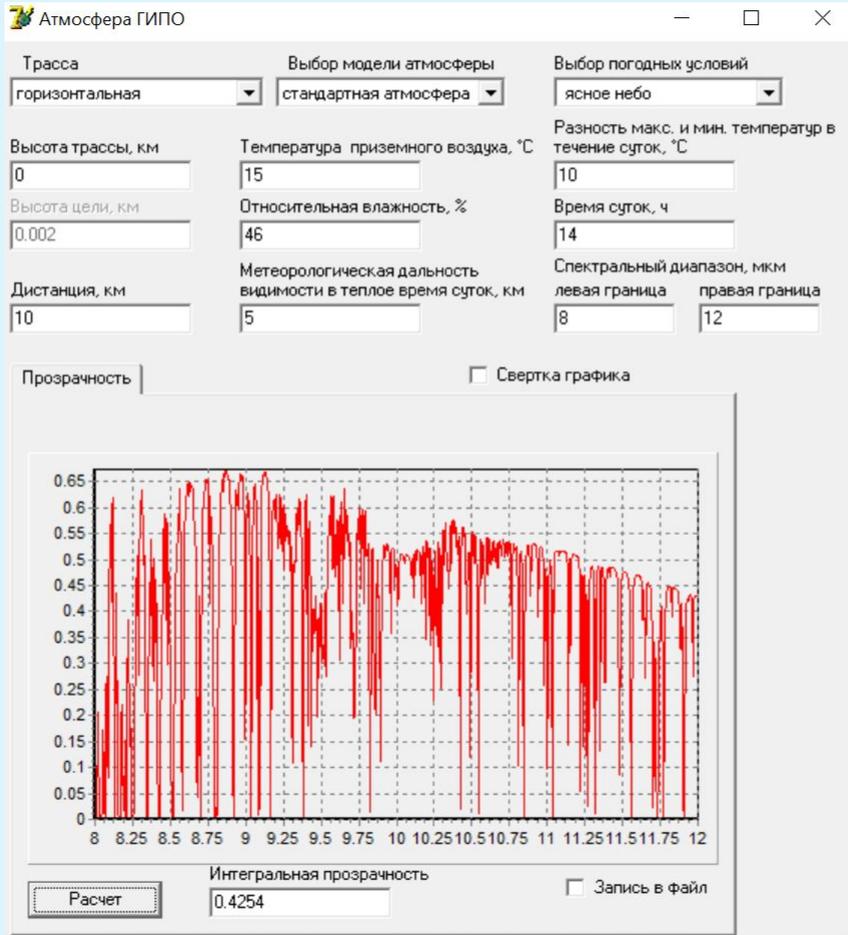
ВЛИЯНИЕ МДВ. ВИДИМЫЙ ДИАПАЗОН МОДЕЛЬ «ГИПО»



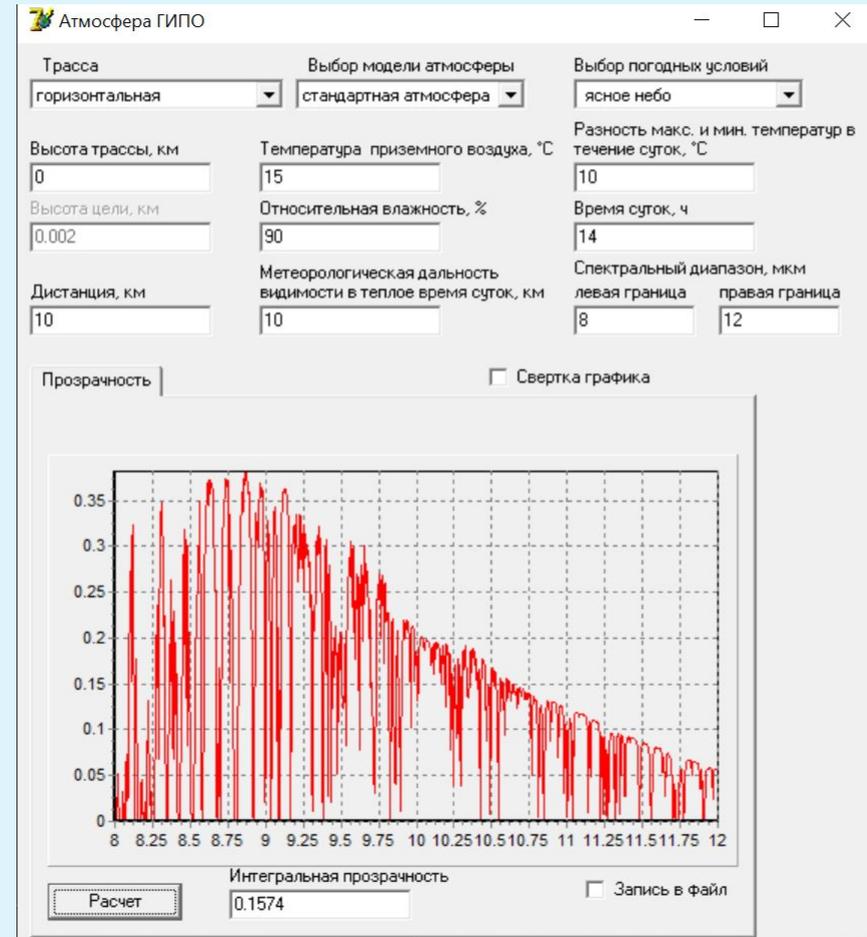
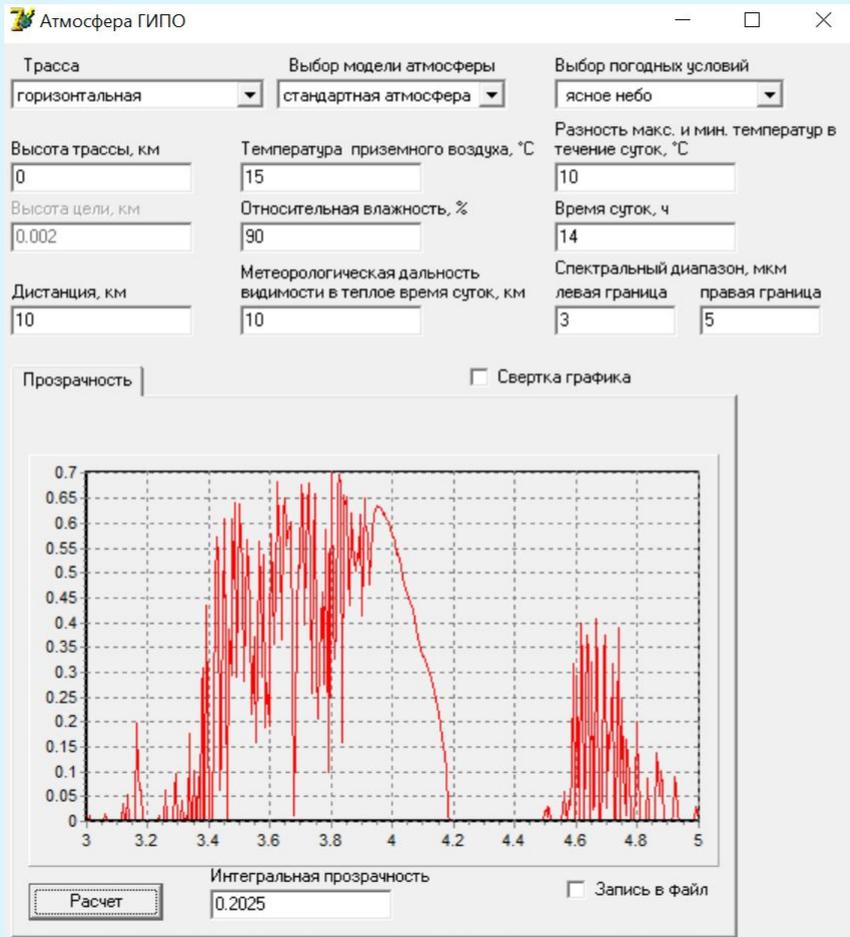
ВЛИЯНИЕ МДВ. СРЕДНИЙ ИК МОДЕЛЬ «ГИПО»



ВЛИЯНИЕ МДВ. ДАЛЬНИЙ ИК МОДЕЛЬ «ГИПО»



ВЛИЯНИЕ ВЛАЖНОСТИ. ИК ДИАПАЗОН МОДЕЛЬ «ГИПО»



ВЛИЯНИЕ ВЛАЖНОСТИ. ВИДИМЫЙ И СРЕДНИЙ ИК ДИАПАЗОН МОДЕЛЬ «ГИПО»

