

А.А. Черемисин

ВЫСОТНАЯ ПРИВЯЗКА ДАННЫХ КАСАТЕЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ ИЗ КОСМОСА В УЛЬТРАФИОЛЕТОВОМ ДИАПАЗОНЕ ДЛИН ВОЛН

Для касательной схемы зондирования атмосферы Земли из космоса и ультрафиолетового диапазона длин волн представлены результаты оценки точности высотной привязки линии визирования по положению максимумов спектральной яркости атмосферы на лимбе Земли – для метода отраженного и рассеянного солнечного излучения, по высотным зависимостям ослабления излучения от внеатмосферных источников – для метода пропускания. Как показывают расчеты, для ультрафиолетового диапазона, соответствующего полосе Хартли поглощения озона, когда влиянием многократного рассеяния, изменчивостью облачности и альбедо подстилающей поверхности можно пренебречь, случайные «погодные» вариации плотности, концентрации озона и аэрозольного рассеяния в верхней атмосфере приводят к сравнительно невысокой погрешности высотной привязки.

Для касательной схемы зондирования атмосферы с борта космических аппаратов (КА) точность определения исследуемых составляющих атмосферы зависит от многих факторов, в частности от точности высотной привязки данных измерений [1–3]. При этом для высокой точности измерений требуется с высокой точностью определить баллистические параметры и параметры ориентации КА в момент регистрации сигнала. Но часто баллистические данные позволяют с достаточной точностью определить лишь скорость изменения высоты линии визирования. Остается неопределенность, связанная с размещением (со сдвигом) наблюдаемой кривой яркости атмосферы на лимбе Земли относительно оси высот. В таких ситуациях используются специальные методы высотной привязки. Так, точность высотной привязки данных лимбовых измерений с вращающегося спутника SME (Solar Mesosphere Explorer) ± 1 км была достигнута за счет использования двух датчиков горизонта и специальной методики анализа углов тангажа, усредняемых по 5 или 6 оборотам спутника [2, 3].

Уточнение лимбовых высот [2] осуществлялось за счет сопоставления экспериментальной кривой яркости с модельной в предположении, что на высоте 65 км имеет место чисто молекулярное рэлеевское рассеяние, а ошибка привязки определяется $\pm 4\%$ -м уровнем вариаций атмосферной плотности на этой высоте. Аналогичная неопределенность может возникнуть и при использовании метода прозрачности. В [4] при наблюдении атмосферного ослабления излучения от солнечного диска высотная привязка была осуществлена по величине рефракционного сжатия солнечного диска. В [5] высотная привязка перигеев лучей звезд при наблюдении в видимом диапазоне длин волн ослабления их блеска при заходе за атмосферу проведена на основе рассчитанных модельных кривых ослабления блеска. Использование специальных методов высотной привязки сопровож-

дается, как правило, специальными работами по их обоснованию.

В данной статье представлены результаты модельных расчетов точности для некоторых способов высотной привязки линии визирования при использовании касательной схемы зондирования и ультрафиолетового диапазона длин волн. Согласно модельным расчетам и экспериментальным данным [6] спектральная яркость рассеянного солнечного излучения, наблюдаемая при касательном зондировании на атмосферном лимбе Земли в ультрафиолетовом диапазоне длин волн 200–300 нм, имеет явно выраженный максимум на высотах 48–63 км в зависимости от длины волны. На рис. 1 представлено рассчитанное положение максимумов кривых спектральной яркости в зависимости от длины волны в диапазоне 205–300 нм.

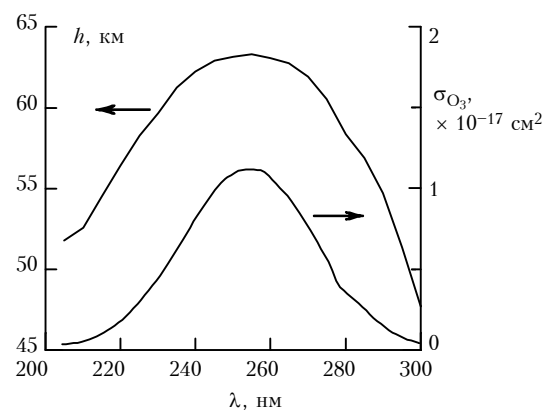


Рис. 1. Высота максимумов спектральной яркости на атмосферном лимбе Земли h для ультрафиолетового диапазона длин волн. Для сравнения приведена спектральная зависимость сечений поглощения молекул озона σ_{O_3}

Как видно из рис. 1, высоты максимумов яркости хорошо коррелируют с соответствующими значениями сечений поглощения молекул озона [7].

Расчеты кривых яркости проведены в приближении однократного рассеяния. В рассматриваемом диапазоне длин волн вклад двукратного рассеяния составляет величину от долей процента до нескольких процентов от интенсивности однократного рассеяния [6, 8]. Использовано модельное распределение озона [9]. Сечения поглощения озона и молекулярного кислорода взяты из [7]. Расчет характеристик молекулярного рассеяния проводился с использованием сечений рэлеевского рассеяния, рассчитанных в соответствии с [10] на основе модели атмосферы [11, 12]. Аэрозольное рассеяние было рассчитано по данным «среднециклической» модели [13]. Представленные на рис. 1 значения высот соответствуют следующим условиям: экватор, март, Солнце в зените, угол рассеяния 90° .

Способ высотной привязки, заключающийся в том, что положению максимума на экспериментальной кривой яркости присваивается значение высоты, полученное в результате модельных расчетов, был использован в [6, 14, 15] как один из элементов общей высотной привязки данных касательного зондирования атмосферы в ультрафиолетовом диапазоне длин волн с борта космической астрофизической станции «Астрон».

Использованные модели атмосферы позволяют учесть влияние сезонно-широтных вариаций озона и плотности, а также суточные вариации плотности атмосферы. Кроме того, в расчетах учитываются геометрия наблюдений и условия освещения атмосферы. Точность высотной привязки определяется как точностью самих моделей атмосферы, являющихся результатом усреднения данных многолетних наблюдений, так и влиянием неучтенных случайных «погодных» вариаций атмосферных параметров, характеризующих отличие конкретных реализаций значений параметров от средних.

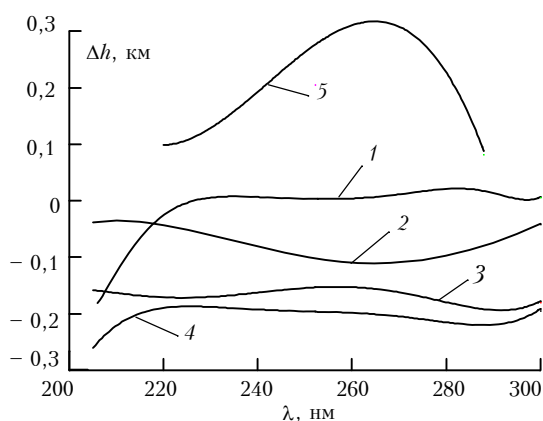


Рис. 2. Смещение положений максимумов яркости на атмосферном лимбе Земли Δh под влиянием случайных «погодных» вариаций атмосферных параметров и при различном выборе моделей атмосферы в зависимости от длины волны

На рис. 2 представлена оценка влияния случайных «погодных» изменений плотности атмосферы

(кривая 1), аэрозольного рассеяния (кривая 2) и концентрации озона (кривая 3) на высоту максимума яркости атмосферы на лимбе Земли в зависимости от длины волны.

Величина Δh характеризует смещение положения максимума яркости относительно среднего значения h , представленного на рис. 1, в зависимости от длины волны. Кривая 1 соответствует максимальному отклонению (уменьшению) плотности атмосферы от средней величины за счет «погодной» составляющей изменчивости атмосферы по модели [11, 12], согласно которой относительная величина «погодных» вариаций плотности на высотах 40–70 км лежит в пределах $\pm 10\%$. Кривая 2 – 50%-му уменьшению параметров аэрозольного рассеяния относительно средних значений, что согласно модели [13] характеризует величину среднеквадратических отклонений. Следует отметить, что согласно модели [16] и результатам наших исследований [6, 15] размах вариаций параметров аэрозольного рассеяния в мезосфере имеет несколько меньшую величину – примерно $\pm 30\%$. Кривая 3 соответствует 4%-му уменьшению концентрации озона для всех высот выше 40 км. По модели [9] среднеквадратическая величина «погодных» вариаций концентрации озона составляет $\pm 4\%$ на высотах 40–55 км. Так как можно предположить, что такая величина вариаций характерна, по крайней мере, до высот 60–65 км, а выше этих высот изменчивость озона имеет тот же порядок величины, то можно ожидать, что представленная оценка Δh достаточно точна. Суммарное значение «погодной» и сезонной ($\pm 3 \div \pm 6\%$ на высотах 40–60 км) составляющих изменчивости концентрации озона, определяемых по модели [15], находится в хорошем соответствии с данными систематических наблюдений за 1982 г. [2], согласно которым на экваторе на высотах в окрестности 50 км размах вариаций озона равен примерно $\pm 10\%$ от среднегодового значения концентрации. При изменении знака возмущений плотности атмосферы, концентрации озона и параметров аэрозольного рассеяния соответствующие кривые смещения положения максимума яркости в зависимости от длины волны близки к кривым 1, 2, 3, представленным на рис. 1, но величины смещений имеют обратный знак.

Как видно из рис. 2, минимальное влияние на положение максимумов яркости оказывает изменчивость атмосферной плотности. Это связано с тем, что в рассматриваемом диапазоне длин волн оптические толщины для пучков света формируются главным образом за счет озонного поглощения, а сравнительно равномерное изменение плотности приводит только к общему изменению яркости за счет изменения интенсивности рэлеевского молекулярного рассеяния. Возрастание чувствительности положения максимума к вариациям плотности для $\lambda < 220$ нм связано с возрастанием роли молекулярного кислорода

в поглощении солнечного излучения по отношению к озону. Следует отметить, что в рамках модели [11, 12] в экваториальной области и средних широтах как суточные, так и сезонно-широтные изменения плотности оказывают сравнительно слабое влияние на положение максимумов яркости.

Наиболее сильно максимумы яркости сдвигаются по высоте за счет «погодной» изменчивости концентрации озона (кривая 3). Следует отметить, что для экваториальной области и вплоть до широты 30° смещения положений высоты максимумов за счет сезонных вариаций озона, рассчитанные в соответствии с данными модели [9], не превосходят величин, представленных на рис. 2 кривой 3.

В силу слоистой структуры атмосферного аэрозоля по «среднециклической» модели [13] и большой относительной величины «погодных» вариаций изменчивость аэрозольного рассеяния более существенно сказывается на положении максимумов яркости на атмосферном лимбе (кривая 2), чем «погодная» изменчивость атмосферной плотности.

Таким образом, согласно представленным результатам расчетов в рамках указанных моделей высотная привязка данных касательного зондирования по положению максимума яркости в ультрафиолетовом диапазоне 210–300 нм приводит к средним погрешностям, связанным со случайными «погодными» вариациями параметров атмосферы и не превышающим примерно $\pm 0,2$ км (кривая 4). Кривая 4 соответствует суммарному в среднеквадратическом смысле смещению положения максимумов под действием всех возмущений атмосферных параметров.

Аэрозольное рассеяние было рассчитано по полученным нами и усредненным данным касательного зондирования атмосферы из космоса в ультрафиолетовом диапазоне [6, 15], согласно которым на высотах 50 и 65–100 км наблюдаются мощные аэрозольные слои, а на высотах 55–65 км – область сравнительно очищенной атмосферы. Согласно расчетам в диапазоне длин волн 220–285 нм величины смещений положений максимумов за счет 30%-х (величина разброса полученных данных) «погодных» вариаций аэрозольного рассеяния практически не превышают соответствующих величин смещений, рассчитанных в соответствии с моделью [13] и представленных кривой 2 на рис. 2. Но при этом изменились сами средние значения высот максимумов яркости по сравнению с теми, когда аэрозольное рассеяние рассчитывалось по модели [13]. Кривая 5 рис. 2 представляет это смещение средних значений. Как видим из рис. 2, смещение средних значений высот максимумов яркости в диапазоне длин волн 220–285 нм варьируется в пределах от 0,1 до 0,3 км. Для длин волн короче 220 и длиннее 290 нм смещение достигает величины ~ 1 км, что связано с влиянием сильного ярко выраженного аэрозольного слоя в окрестности 50 км.

На рис. 3 представлены зависимости коэффициента пропускания атмосферы $I_\lambda/I_{0\lambda}$ от высоты линии визирования внеатмосферного источника излучения для четырех длин волн (220, 250, 280 и 300 нм) из рассматриваемого диапазона длин волн 205–300 нм. При расчете использованы те же средние модельные данные по плотности атмосферы, аэрозольному рассеянию и озону, что и при расчете зависимостей, представленных на рис. 1. Зависимости рассчитаны для экватора, 00 ч, 22 марта. Но концентрация озона бралась в соответствии с его высотным распределением для дневного времени.

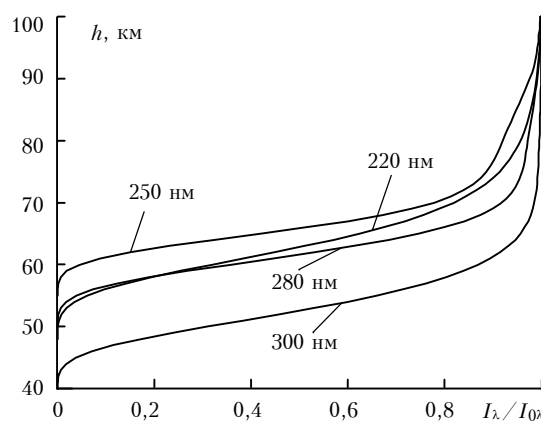


Рис. 3. Высотные зависимости атмосферного ослабления блеска звезд и других внеатмосферных источников излучения $I_\lambda/I_{0\lambda}$ для различных длин волн в ультрафиолетовом диапазоне

Как видно из рис. 3, ослабление излучения от источника в основном происходит в диапазоне высот 50–70 км. Как показывают расчеты, ослабление излучения в рассматриваемом диапазоне длин волн и высот определяется в значительной степени его поглощением озоном: для $\lambda = 250$ нм относительный вклад молекулярного рассеяния в оптическую толщину составляет примерно $1 \div 5\%$, а для $\lambda = 300$ нм – $3 \div 30\%$. При $\lambda \approx 220$ нм вклады в ослабление излучения за счет его поглощения озоном и молекулярным кислородом становятся сопоставимыми по величине. Аэрозольный вклад в основном меньше молекулярного либо сопоставим с ним по величине. Рефракционное ослабление излучения для рассматриваемых высот сравнительно мало.

Вопрос об учете изменения концентрации озона в ночное время по сравнению с дневным довольно непростой. Как известно, в мезосферной области концентрация озона в ночное время возрастает [17] за счет реакции рекомбинации



В таблице приведены значения фактора возрастания концентрации озона в ночное время по отношению к дневной величине, рассчитанные в рамках различных моделей [18, 19] и полученные путем ра-

кетных экспериментов [20]. Список модельных результатов дополнен нами еще одной зависимостью. Использованы данные модельных расчетов [17] дневной концентрации кислорода, озона, атомарного кислорода и фотохимического времени жизни атомарного кислорода τ_0 в мезосфере. До высот 80 км фактор возрастания концентрации озона ночь-день рассчитан в предположении, что весь атомарный кислород превращается в озон и отсутствуют реакции гибели нечетного кислорода. Выше 80 км этот

фактор рассчитывался в аналогичных предположениях, но с учетом конечного времени жизни атомарного кислорода τ_0 . При этом полагалось, что концентрация кислорода в течение ночи меняется по экспоненциальному закону с характерным временем τ_0 . Затем скорость образования O_3 была проинтегрирована по времени согласно реакции (1) при использовании константы скорости реакции, приведенной в [21]. Значения температуры были взяты в соответствии со стандартной атмосферой СССР [21].

Фактор возрастания концентрации озона ночь-день согласно модельным расчетам и экспериментальным данным

Высота, км	Модельные			Ракетные, Vaughan [20]
	Herman [18]	Fabian et al. [19]	На базе данных Brasseur, Solomon [17]	
35	0,97	~1	1,00	1
40	0,94	~1	1,00	1
45	1,03	~1	1,01	1
50	1,15	~1,15	1,07	1,09
55	1,33	~1,30	1,26	1,32
60	–	~1,80	–	1,63
65	–	–	2,56	2,05
70	–	–	5,00	2,63
75	–	–	12,8	3,42
80	–	–	101	4,53
85	–	–	109	6,11
90	–	–	121	8,38
95	–	–	182	11,68

Как видим из таблицы, до высот 55–65 км можно говорить о некотором качественном соответствии как модельных, так и ракетных данных. Выше 70 км физико-химические процессы, определяющие суточную изменчивость концентрации озона, по видимому, недостаточно ясны, что отражается в разбросе результатов предсказаний суточной изменчивости в рамках различных фотохимических моделей. Фактор возрастания концентрации озона ночью по отношению к дневной ее величине на 80 км по разным оценкам равен от 2 до 100 [20]. Представленная в столбце 4 таблицы простая оценка фактора возрастания концентрации озона ночь-день, полученная нами в полном пренебрежении реакциями гибели нечетного кислорода в ночное время, в сопоставлении с ракетными данными позволяет предположить, что получаемые в рамках некоторых фотохимических моделей большие значения этого фактора могут быть в какой-то мере обусловлены недооценкой роли этих реакций.

Смещение высот равных уровней спектрального коэффициента пропускания атмосферы (относительно ослабления блеска звезд и других небесных светил) Δh в ночное время относительно дневного для $\lambda = 280$ и 300 нм в зависимости от высоты исходного уровня в дневное время представлено на рис. 4 (кривые 1).

Использовался фактор возрастания концентрации озона ночь-день, который соответствует ракетным данным и приведен в последнем столбце таблицы. На рис. 4 представлены смещения высот под влиянием случайных «погодных» вариаций атмосферных параметров. Описание «погодных» возмущений атмосферных параметров соответствует приведенному при обсуждении рис. 2. Кривая 2 представляет возмущение плотности, 3 и 4 – аэрозольного рассеяния согласно модели [2] и данным наших исследований [6, 15] соответственно, 5 – озона, а 6 – суммарное, в среднеквадратическом смысле, смещение высоты за счет «погодных» вариаций атмосферных параметров. На рис. 4 на правых вертикальных осях приведены соответствующие значения самих коэффициентов ослабления $I_\lambda/I_{0\lambda}$.

Величина Δh характеризует соответствующий вклад в погрешность высотной привязки линии визирования небесных светил с космического аппарата по наблюдениям ослабления их блеска в ультрафиолетовом диапазоне за счет влияния различных атмосферных факторов. При этом требование минимизации неизбежного влияния погрешности измерений на результаты привязки приводит к ограничению на используемый диапазон измеряемых коэффициентов пропускания – например от 0,1 до 0,9.

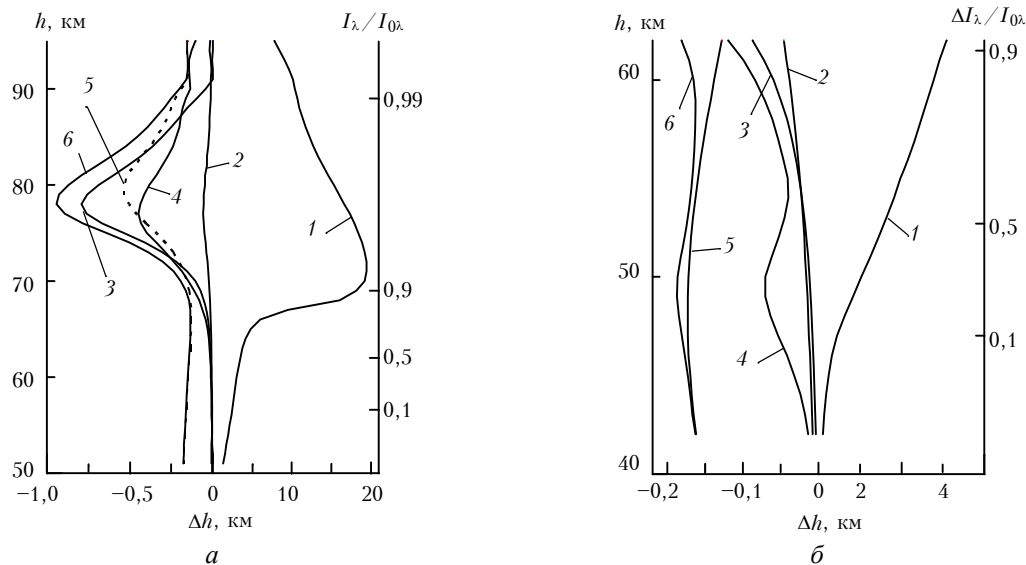


Рис. 4. Смещение высот равных уровней спектрального коэффициента пропускания атмосферы (относительно ослабления блеска звезд и других небесных светил) Δh в ночное время относительно дневного и под влиянием случайных «погодных» вариаций атмосферных параметров: *a* – для $\lambda = 280$ нм, *б* – для $\lambda = 300$ нм

Как видно из рис. 4, для этого диапазона изменения коэффициента пропускания влияние неучтенных «погодных» вариаций приводит к погрешности привязки $\pm 0,2$ км. Такая величина погрешности, например при использовании метода ослабления блеска звезд в ультрафиолетовом диапазоне для автономной навигации космических аппаратов [22], приводит с геостационарных орбит к угловой погрешности определения линии визирования около ± 1 угл. с.

Более сложным является вопрос о точности высотной привязки линий визирования небесных светил (звезд) в ночное время. Если оценить суточные изменения концентрации озона по данным фотохимических моделей или фактически единичных ракетных экспериментов, то это приводит, как видно из рис. 4,б, к сдвигу кривых ослабления для $\lambda = 300$ нм примерно на $0,5 \div 2$ км в случае привязки на высотах в окрестности 50 км ($I_\lambda/I_{0\lambda} \approx 0,1 \div 0,55$). С геостационарных орбит 2 км соответствует погрешность 10 угл. с. Причем с точки зрения повышения точности автономной навигации КА по измерениям затухания блеска звезд в ультрафиолетовом диапазоне важно, что эта погрешность носит систематический характер. Построение более адекватных моделей изменчивости концентрации озона в верхней атмосфере может значительно снизить ошибки определения навигационных параметров.

1. Тимофеев Ю.М. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1989. Т. 25. № 5. С. 451–472.
2. Rusch D.W., Mount G.H., Barth C.A., Tomas R.J., and Callan M.T. // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № D7. P. 11677–11687.
3. Naudet J.P., Thomas G.E. // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № D7. P. 8373–8381.
4. Гречко Г.М., Гурвич А.С., Еланский Н.Ф., Кан В., Плоткин М.Е., Ситнов С.А. // ДАН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 306–309.
5. Александров А.П., Гречко Г.М., Гурвич А.С., Кан В., Манаров М.Х., Пахомов А.И., Романенко Ю.В., Савченко С.А., Серо-

- ва С.И., Титов В.Г. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1990. Т. 26. № 1. С. 5–16.
6. Черемисин А.А., Границкий Л.В., Мясников В.М., Ветчинкин Н.В., Слабко В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 12. С. 1415–1423.
7. Ackerman M. // Mesospheric Models and Related Experiments. Ed. Fiocco. Dordrecht-Holland: D. Reidel Publishing Company, 1971. P. 149–159.
8. Микиров А.Е., Смирнов Д.Ю. // Вопросы оптики атмосферы: Труды ИПГ. М.: Гидрометеиздат, 1981. Вып. 47. С. 12–16.
9. Keating G.M., Young D.T. and Pitts M.C. // Adv. Space Res. 1987. V. 7. № 10. P. (10)105–(10)115.
10. Креков Г.М., Кавкянов С.И., Крекова М.М. Интерпретация сигналов оптического зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1987. 184 с.
11. Рамазов А.А., Сихарулидзе Ю.Г. Модель сезонно-широтных вариаций плотности атмосферы Земли. М., 1979. 30 с. (Препринт / ИПМ, N 72).
12. Рамазов А.А., Сихарулидзе Ю.Г. Глобальная модель вариаций плотности атмосферы Земли. М., 1979. 30 с. (Препринт / ИПМ, N 73).
13. Креков Г.М., Звенигородский С.Г. Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука, 1990. 278 с.
14. Черемисин А.А., Границкий Л.В., Мясников В.М., Ветчинкин Н.В. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 12. С. 1424–1432.
15. Черемисин А.А., Границкий Л.В., Мясников В.М., Ветчинкин Н.В. Дистанционное зондирование в ультрафиолетовом диапазоне аэрозольного слоя в окрестности стратопазузы с борта космической астрофизической станции «Астрон» // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. № 10. С. 2011–2017.
16. Розенберг Г.В., Мельникова И.Г., Мезрелишвили Т.Г. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1982. Т. 18. № 4. С. 363–372.
17. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 413 с.
18. Herman J.R. // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № C7. P. 3701–3710.
19. Fabian P., Pyle J.A., and Wells R.J. // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № C7. P. 4981–5000.
20. Vaughan G. // Nature. 1982. V. 296. № 5853. P. 133–135.
21. Атмосфера: Справочник / Редколлегия: Ю.С. Седунов, С.И. Авдошин, Е.П. Борисенков и др. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
22. Черемисин А.А., Границкий Л.В., Бартенев В.А., Агапов И.А. Спутниковые навигационные системы ультрафиолетового диапазона // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. № 7. С. 781–786.

A.A. Cheremisin. Height Affixment of a Data Profile for Tangent Scheme of Earth's Atmosphere Sensing from Space in the Ultraviolet Wavelength Range.

The results of accuracy estimation for a line of sight height affixment for tangent Earth's atmosphere sensing scheme and ultraviolet wavelength range are submitted. That are for spectral radiance maxima at the atmospheric Earth's limb affixment for scattered solar radiation method and for affixment by measurements of atmospheric radiance attenuation for radiance transmittance method. Calculations show that for ultraviolet wavelength range of 200–300 nm corresponding Hartley ozone absorption band (when it is possible to neglect the influence of multi-scattered light variability of cloudiness and Earth's surface albedo) the random «weather» variations of atmospheric and ozone density, aerosol scattering cause rather small inaccuracy of height affixment.