

УДК 551.510.53

*Б. И. Грингауз, А. В. Павлов, Н. М. Шютте***СРАВНЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ О НЕЙТРАЛЬНОМ СОСТАВЕ НА ВЫСОТАХ $\sim 150 \div 350$ КМ С МОДЕЛЯМИ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ**

Концентрации O , O_2 , N_2 и плотность атмосферы, определенные по измерениям интенсивности ультрафиолетового излучения Солнца неоптическим методом на советских геофизических ракетах с 1965 по 1978 г., сравниваются с данными моделей нейтральной атмосферы. Расхождения между экспериментальными и модельными данными сильнее проявляются для периодов повышенной солнечной активности.

К настоящему времени на основе ограниченного количества экспериментальных данных для определенных гелио- и геофизических условий построено несколько полуэмпирических моделей состава верхней атмосферы (например, [1–4]). Для расчета концентраций нейтральных компонентов в этих моделях используется приближение диффузионного равновесия (формула Бэйтса — Уолкера) и проводится усреднение данных для каждого набора входных параметров, в качестве которых берут день года, местное время, географические широту и долготу, высоту h , геомагнитные индексы (K_p или A_p), поток $F_{10,7}$ солнечного излучения на длине волны 10,7 см за предыдущий день и среднее значение потока $\bar{F}_{10,7}$ за три оборота Солнца с центром в рассматриваемый день. Неучет реальных распределений интенсивности ионизирующего излучения Солнца, динамических, фотохимических процессов и ошибки корреляционных зависимостей n_k от входных параметров моделей приводят к ошибкам прогноза n_k , что видно из сравнения различных моделей [5, 6]. Кроме того, большая часть данных о n_k , положенных в основу моделей, получена со спутников, что практически не позволяет разделить вертикальные и горизонтальные изменения n_k . Непосредственно высотные профили n_k могут быть получены по данным ракетных измерений. Поэтому сравнение измеренных на геофизических ракетах АН СССР концентраций O , O_2 , N_2 с модельными n_k представляет интерес как с точки зрения совершенствования полуэмпирических моделей, так и выяснения вопроса о точности модельных прогнозов n_k .

При запусках вертикальных геофизических ракет, осуществлявшихся довольно регулярно на протяжении последних десятилетий, проводились идентичные измерения интенсивности ультрафиолетового излучения Солнца неоптическим методом и его поглощения в земной атмосфере [7–9]. Характеристики поглощения ультрафиолетового излучения различных спектральных диапазонов длин волн использовались для получения информации о концентрации, составе и температуре нейтральных частиц верхней атмосферы. Хотя запуски ракет проводились сравнительно редко (в среднем 1 раз в полтора-два года), однако систематичность одинаковых измерений на протяжении длительного периода времени (~ 15 лет), постоянство места и времени проведения экспериментов (средние широты европейской части СССР, осеннее время, зенитный угол Солнца $\chi \geq 65^\circ$) позволяют сделать определенные выводы о динамике нейтральной атмо-

Таблица 1

№ эксп.	Дата	Местное время	χ , град	K_p	A_p	$F_{10.7}$
1	20.IX.1965	06.27	83	1-	5	73
2	13.X.1966	07.15	81	2-	8	115
3	3.X.1970	07.20	78	1+	4	125
4	28.XI.1970	08.29	82	2-	8	135
5	20.VIII.1971	06.00	78	1	15	126
6	2.IX.1975	07.40	67	1+	6	87
7	14.X.1976	13.50	65	2	3	73
8	25.X.1977	15.25	80	0	4	88
9	3.XI.1978	14.45	77	2-	12	159

сферы, о возможных причинах этой динамики, сопоставить экспериментальные результаты с существующими и практически используемыми моделями нейтральной атмосферы.

1. Результаты измерений. Пуски вертикальных геофизических ракет с экспериментами по измерению поглощения ультрафиолетового излучения Солнца проводились с 1965 по 1980 г. Даты измерений, местное время, зенитное расстояние χ и гелио-геофизические условия приведены в табл. 1.

Определение высотного профиля интенсивности ультрафиолетового излучения Солнца проводилось посредством измерений фотоэмиссии электронов, эмиттированных под действием этого излучения с поверхности платинового фотокатода [7-9]. Концентрация и состав нейтральных частиц $[N_2]$, $[O_2]$, $[O]$ определялись из высотных зависимостей спектральной интенсивности солнечного излучения в шести интервалах длин волн: I - $\lambda < 600 \text{ \AA}$, II - $600 \div 900 \text{ \AA}$, III - $900 \div 1100 \text{ \AA}$, IV - $1110 \div 1350 \text{ \AA}$, V - $1350 \div 1550 \text{ \AA}$, VI - $\lambda > 1550 \text{ \AA}$. Методика измерений и аппаратура подробно описаны в работе [10].

Результаты измерений нейтрального состава представлены в виде графиков на рис. 1-3 (также в хронологическом порядке). Во всех случаях значками 1-3 показаны экспериментальные данные, а линиями 4-5 - модельные представления. Вычисленные для всех экспериментов значения плотности ρ приведены на рис. 4 (совместно с данными моделей).

2. Сравнение результатов измерений с моделями. На рис. 1-4 наряду с экспериментальными высотными профилями концентраций нейтральных частиц приведены данные трех моделей: MSIS [4, 2], DTM [3], C [4]. Прежде чем проводить сопоставление модельных и экспериментальных данных, следует отметить, какова погрешность определения состава нейтральной атмосферы, с одной стороны, и какова достоверность приведенных модельных представлений - с другой.

Что касается погрешности определения состава нейтральных частиц по поглощению солнечного излучения неоптическим методом, то она зависит в основном от двух факторов: погрешности измерения поглощения и погрешности оценки величин эффективных сечений поглощения для указанных диапазонов длин волн. Как было отмечено, для определения концентраций нейтральных частиц рассматривалась трехкомпонентная модель атмосферы [7, 10]. Поскольку использовались результаты измерений поглощения не отдельных монохроматических линий, для которых величины сечений поглощения известны более или менее определенно, а спектральных интервалов шириной до нескольких сотен ангстрем, неопределенность абсолютных значений эффективных сечений поглощения $\sigma_{\text{эф}}^j(\lambda_1 - \lambda_2)$ в некоторых случаях могла достигать фактора 1,5 или 3 (например: для O_2 и N_2 соответственно, в области $\lambda_1 - \lambda_2 = 900 \div 1050 \text{ \AA}$).

Для определения $\sigma_{\text{эф}}^j(\lambda_1 - \lambda_2)$ использовались значения $\sigma_{\text{эф}}^j(\lambda)$, приведенные в работе [11] с учетом экспериментальных данных [12, 13]. Приведенные оценки показали, что для интервала высот $\sim 100-400 \text{ км}$ отно-

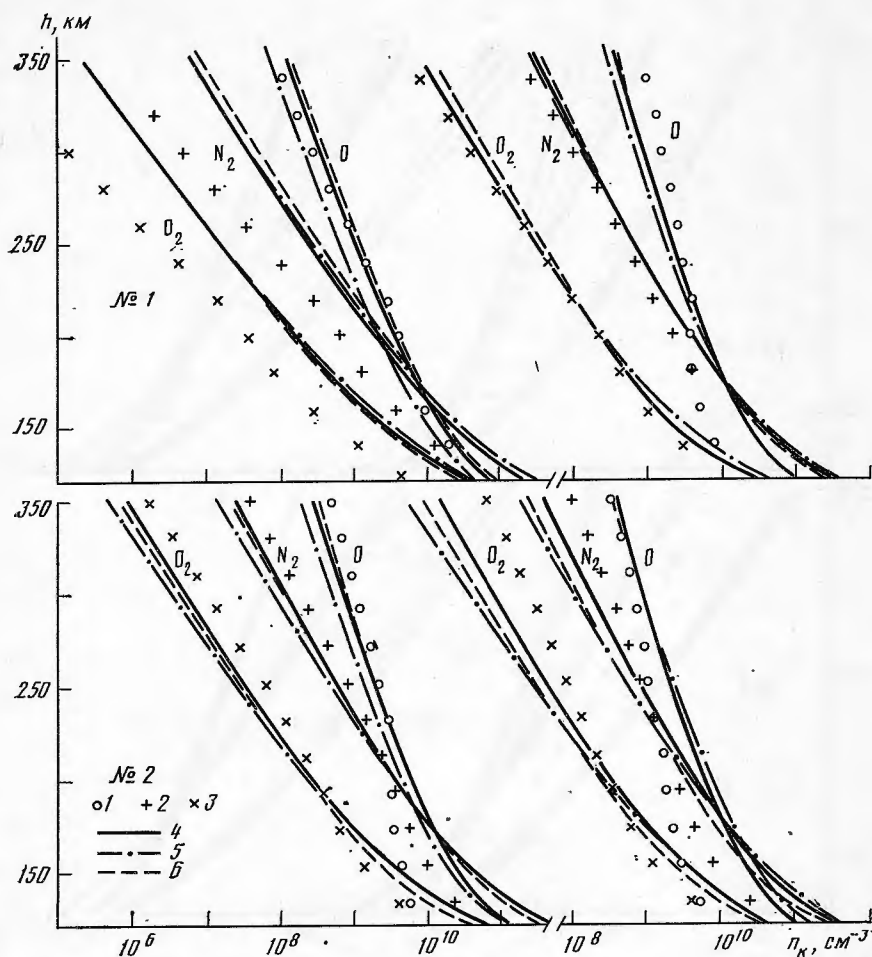


Рис. 1. Высотные зависимости концентраций нейтральных частиц. Эксперименты 1965÷1970 гг. (№ 1÷4). 1 - [O], 2 - [N₂], 3 - [O₂], 4 - модель С, 5 - модель DTM, 6 - модель MSIS

сительные вариации величин сечений поглощения молекулярных частиц не превышают 10%. Для атомарного кислорода неопределенность абсолютных значений $\sigma_{\text{эф}}^{\text{O}}(\lambda)$ не превышает 20% [14].

Точность определения высотных зависимостей спектральной интенсивности регистрируемого солнечного излучения составляла $\pm 15\%$ [10] в диапазоне высот $150 \leq h \leq 300$ км. На больших высотах относительная погрешность возрастает за счет уменьшения плотности нейтрального газа с высотой и может достигать 50%. Ниже $h \sim 150$ км возрастание погрешности измерения поглощения связано с высокими значениями скорости ракеты и соответственно значительным градиентом поглощения в процессе измерений.

В работе [14] были сопоставлены результаты определения нейтрального состава по данным одновременных ракетных измерений посредством масс-спектрометра и анализатора фотоэлектронов на ракете «Вертикаль-4», показано хорошее согласие для [N₂], [O₂]. Расхождение показаний этих приборов при определении [O] позволило выявить пониженную чувствительность масс-спектрометра к кислороду из-за взаимодействия последнего со стенками прибора (на высотах $\sim 180 \div 250$ км концентрация O по данным масс-спектрометра может быть снижена в ~ 10 раз). Следует иметь в виду, что эта величина характерна только для использовавшегося

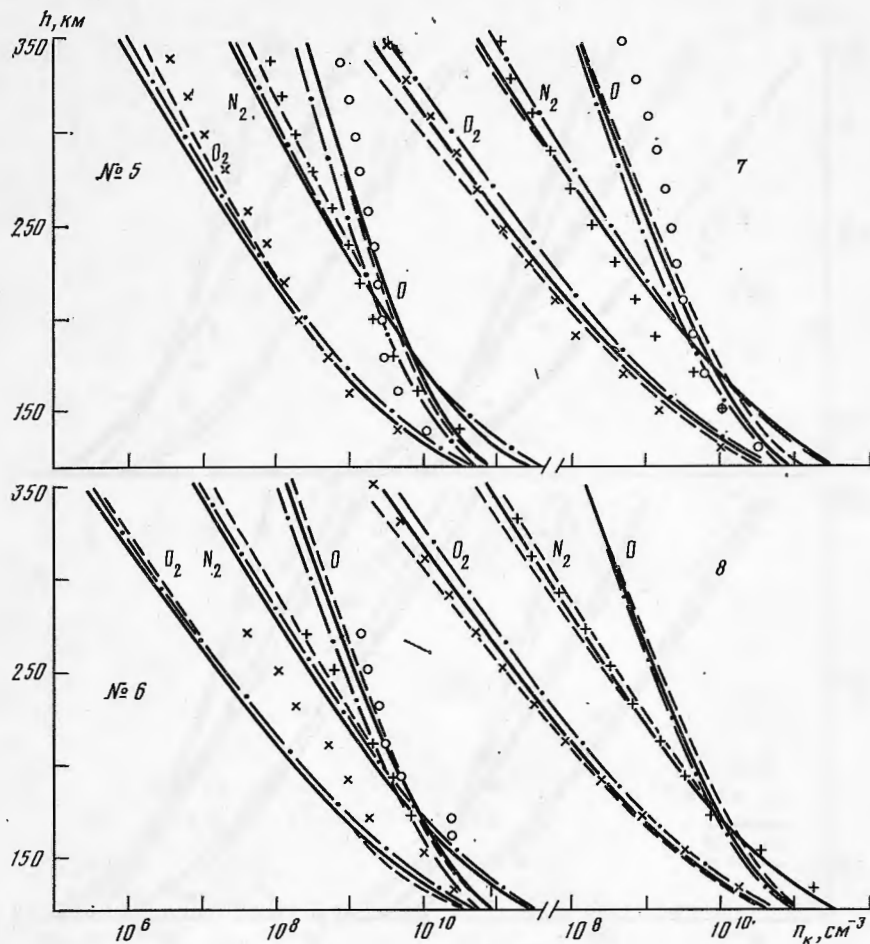


Рис. 2. То же, что на рис. 1. Эксперименты 1971÷1977 гг. (№ 5÷8)

радиочастотного масс-спектрометра и не может быть непосредственно применена к другим масс-спектрометрам. Однако при рассмотрении данных масс-спектрометрических измерений на ракетах и спутниках нельзя пренебрегать эффектом взаимодействия атомарного кислорода со стенками прибора.

Для сравнения экспериментальных данных с модельными представлениями были выбраны следующие наиболее часто используемые в настоящее время модели: MSIS [1, 2], DTM [3], C [4]. Отличие этих моделей по исходным данным заключается в использовании индексов геомагнитной активности, а именно в моделях DTM и C используется трехчасовой K_p -индекс, а в модели MSIS — более грубый, суточный A_p -индекс. Значения параметров K_p , $F_{10.7}$ и A_p , которым соответствуют данные указанных моделей, приведены в табл. 2.

Ракетные эксперименты проводились в спокойных геомагнитных условиях (см. табл. 1) при значениях $F_{10.7}$ от 73 до 159. Это означает, что чисто формально нельзя отдать предпочтение какой-либо из моделей для проведения сравнения экспериментальных и модельных данных.

При формировании модели DTM использовано 36 000 высотных профилей плотности нейтральной атмосферы ρ , полученных по результатам измерений торможения 80 спутников на протяжении двух циклов солнечной активности. По данным ρ определялись концентрации основных составляющих нейтрального газа n_n .

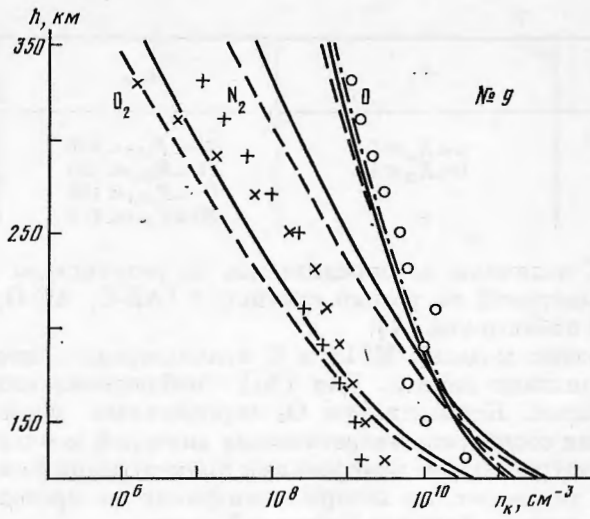


Рис. 3. То же, что на рис. 1. Эксперимент 1978 г. (№ 9)

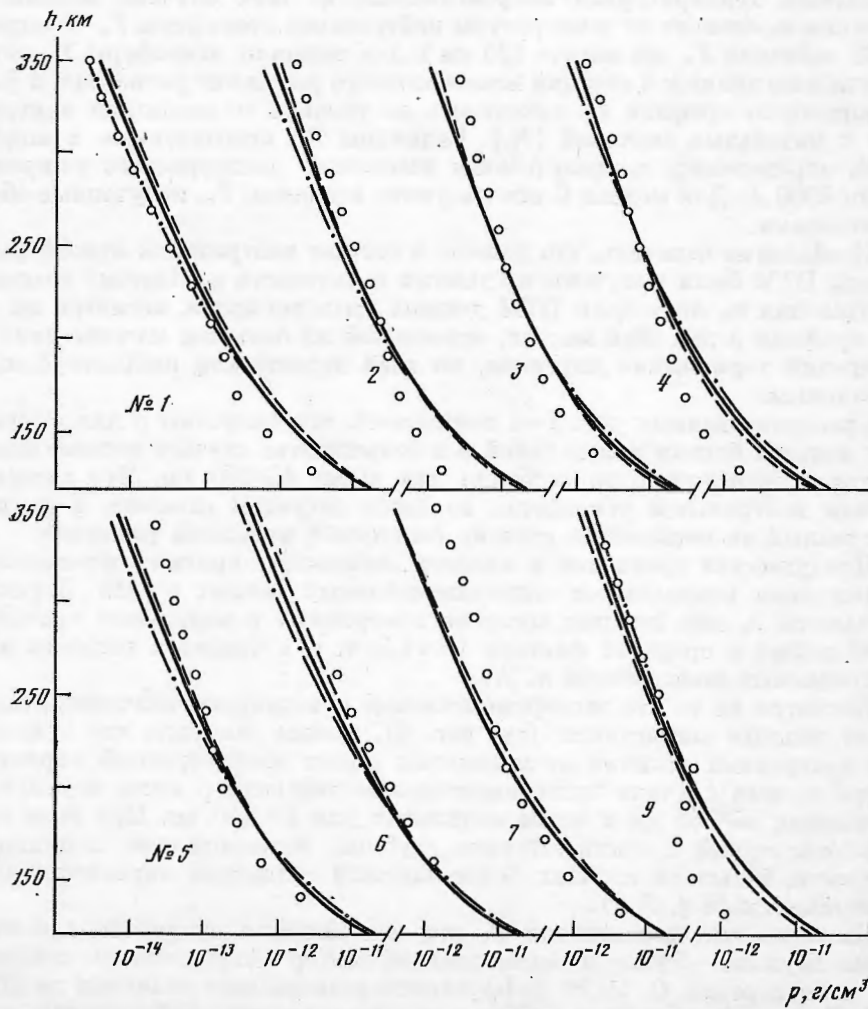


Рис. 4. Высотные зависимости плотности нейтральных частиц согласно экспериментальным данным (кружки) и моделям (обозначения, как на рис. 1)

Таблица 2

Модель	K_p	$F_{10,7}$	A_p
DTM	$0 \leq K_p \leq 7$	$70 \leq F_{10,7} \leq 180$	—
C	$0 \leq K_p \leq 4$	$70 \leq F_{10,7} \leq 150$	—
MSIS	—	$60 \leq F_{10,7} \leq 180$ $80 \leq F_{10,7} \leq 170$	≤ 130

В модели C величины n_n определялись по результатам масс-спектрометрических измерений на восьми спутниках (AE-C; AE-D; ARIEL-3) — примерно 4000 наблюдений [7].

Для построения моделей MSIS и C использовались масс-спектрометрические спутниковые данные. Для $[N_2]$ — наблюдения пяти спутников; для $[O]$ — четырех. Концентрация O_2 определялась косвенным способом — из условия совпадения теоретических значений концентраций ионов с масс-спектрометрическими измерениями концентрации ионов на спутнике AE-C. Для тех высот, на которых измерения не проводились, значения n_n определялись по формуле Бэйтса — Уолкера.

Следует иметь в виду, что поскольку при формировании моделей используется температурная аппроксимация, во всех случаях модельные значения n_n зависят от температуры нейтральной атмосферы T_n . В модели MSIS значения T_n на высоте 120 км и для вершины атмосферы T_∞ определялись по данным 4 станций некогерентного рассеяния радиоволн, а форма высотного профиля T_n находилась из условия согласования измеренных и модельных значений $[N_2]$. Величины T_n , используемые в модели DTM, определялись по результатам измерений доплеровского уширения линии 6300 Å. Для модели C используются величины T_n , полученные обоими методами.

Необходимо отметить, что данные о составе нейтральной атмосферы в модели DTM были получены из данных о плотности ρ . Поэтому точность определения n_n по модели DTM должна быть невысока, несмотря на то, что профили ρ для этой модели, основанной на большом массиве данных измерений торможения спутника, по всей вероятности наиболее близки к реальным.

Сравнение данных рис. 1—4 показывает, что величины ρ для выбранных моделей близки между собой и в большинстве случаев хорошо согласуются с экспериментом, особенно для высот $h \geq 200$ км. Что касается состава нейтральной атмосферы, то здесь ситуация сложнее, а именно для разных экспериментов степень согласия с моделями различна.

Для удобства сравнения и анализа возможных причин совпадения и расхождения модельных и экспериментальных данных в табл. 3 указаны высоты h , для которых согласие измеренных и модельных значений $n_n(h)$ лежит в пределах фактора 1,3÷1,5, т. е. в пределах точности рассматриваемых зависимостей $n_n(h)$.

Несмотря на то что экспериментальные и модельные значения $\rho(h)$ в целом неплохо согласуются (см. рис. 4), можно отметить, что отклонения измеренных величин от модельных имеют волнообразный характер. Почти во всех случаях экспериментальные значения ρ выше модельных на высотах $h \geq 250$ км и ниже модельных для $h \approx 210$ км. При этом степень отклонений и соответственно глубина волнообразной модуляции плотности больше в случаях более высокой солнечной активности (см. эксперименты № 4, 5, 9).

Известно, что диссоциация O_2 под воздействием излучения в континууме Шумана — Рунге и вертикальный вектор могут вызвать отклонения концентраций O , O_2 от диффузионно-равновесного значения до 20% [15]. Однако за счет этого эффекта трудно объяснить наблюдаемые расхождения. Волнообразная структура ρ может быть обусловлена и воз-

Таблица 3

№	λ, град	F _{10.7}	h, км			
			[O]	[O ₂]	[N ₂]	ρ
1	83	73	≈ 120	—	—	≈ 190
2	81	115	≈ 190	160÷230	≈ 180	≈ 180
3	78	125	200–280	> 140	> 200	> 180
4	82	135	> 280	160÷230	190÷290	190÷300
5	78	126	—	—	—	—
6	67	87	> 180	—	> 130	200÷260
7	65	73	130–240	≈ 130	> 230	180÷240
8	80	88	—	≈ 130	≈ 130	—
9	77	159	≈ 230	160–220	—	≈ 190

действием внутренних гравитационных волн (до 30% отклонений ρ от равновесного значения [16]). В целом различие между экспериментальными данными и модельными представлениями объяснить указанными причинами, по-видимому, нельзя. Расхождения в высотных профилях составляющих нейтрального газа в большей степени проявились для периодов возрастающей солнечной активности. Например, для эксперимента № 9 (F_{10.7}=159) отношение [O]/[N₂] на высотах 200 ≤ h ≤ 300 км согласно моделям менялось от 1,4 до 8,3, тогда как экспериментальные значения этого отношения были соответственно 28 и 87, в то же время для эксперимента № 4 (F_{10.7}=135) ситуация оказалась обратной: на этих же высотах модельные значения [O]/[N₂] менялись от 1,4 до 9,0, а экспериментальные — от 0,78 до 2,1.

Таким образом, можно полагать, по-видимому, что имеющиеся модели нейтральной атмосферы неплохо характеризуют состояние нейтрального газа в случаях спокойных условий при низкой солнечной активности и оказываются более чем приблизительными для условий возрастающей и высокой солнечной активности.

Следует отметить, что сильное отличие n_n и ρ от равновесных значений отмечалось и ранее. Так, в работе [17] представлены результаты измерений [O] для высот > 150 км, имеющие также волнообразный характер. При этом [O] принимает минимальные значения в районе 120 км. Отличие модельных от измеренных [O] составило фактор 2 на уровне 150 км и более порядка для 120 км. В районе 130 км наблюдались размытые максимумы плотности [O]. Авторы [17] считают, что этот факт свидетельствует о слоевой структуре атмосферы турбулентного или конвективного происхождения на высотах области E.

Измерения ρ по поглощению солнечного излучения на спутнике Solrad-9 выявили отклонение от равновесного распределения ρ в сторону его увеличения до фактора 2,5 на высотах от 150 до 250 км в 19 случаях из 48 вблизи утреннего терминатора и в 35 случаях из 49 вблизи вечернего терминатора [16]. Авторы [16] объясняют это явление преимущественным поглощением на высотах от 180 до 220 км солнечного излучения от 304 до 584 Å вблизи терминатора. Поскольку рассматриваемые нами эксперименты проводились также вблизи терминатора, не исключено, что явление увеличенного содержания [O] выше 150 км может иметь ту же природу, что и в экспериментах [16].

ЛИТЕРАТУРА

1. Hedin A. E., Salah J. E., Evans J. V. et al. A global thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data MSIS. 1. N₂ density and temperature // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 16. P. 2139–2147.
2. Hedin A. E., Reber C. A., Newton G. P. et al. A global thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data MSIS. 2. Composition // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 16. P. 2148–2156.

3. Barlier F., Berger C., Falin J. L. et al. A thermospheric model based a satellite drag data // Ann. Geophys. 1978. V. 34. № 1. P. 9-16.
4. Konlein W. A model of the thermospheric temperature and composition // Planet. Space Sci. 1980. V. 28. № 3. P. 225-243.
5. Barlier F., Berger C., Falin J. L. et al. Comparisons between various semi-empirical thermospheric models of the terrestrial atmosphere // J. Atmosph. Terr. Phys. 1979. V. 41. № 5. P. 527-541.
6. Jacchia L. G. CIRA 1972. Recent atmospheric models, and improvements in progress // Space Res. 1979. V. 19. P. 179-190.
7. Грингауз К. И., Гдалевич Г. Л., Рудаков В. А., Шютте Н. М. Характеристики нейтральной и ионизированной составляющих ионосферы на высотах 100-500 км, измеренные во время полетов геофизических ракет // Геомагнетизм и аэронавтика. 1968. Т. 8. № 2. С. 224.
8. Шютте Н. М. Измерения поглощения ультрафиолетового излучения Солнца при помощи анализатора фотоэлектронов // Ионосф. исслед. 1972. № 20. С. 36.
9. Shutte N. M. Rocket studies of the ionization rate, electron concentration, neutral composition and winds in the F-region // Space Res. 1976. V. 16. P. 361.
10. Мартини Л., Шютте Н. М. Определение концентрации молекулярного кислорода по результатам измерения поглощения солнечного ультрафиолетового излучения на ракетах «Вертикаль-I» и «Вертикаль-II» // Космич. исслед. 1973. Т. 11. С. 718.
11. Hinteregger H. E., Hall L. A., Schmidtke G. Solar XUV radiation and neutral particle distribution in July 1963 thermosphere // Space Res. 1965. V. 5. P. 1175.
12. Cairns R. B., Samson Y. A. R. Total absorption cross section of atomic oxygen below 910 Å // Phys. Rev. 1965. V. 139. № 5A, P. 1403.
13. Huffman R. E., Larrabee J. C., Tanaka Y. Influence of atomic oxygen absorption line series on cross section measurement // Phys. Rev. Lett. 1966. V. 16. № 23. P. 1033.
14. Кочнев В. А., Шютте Н. М. Результаты комплексных измерений нейтрального состава верхней атмосферы на ракете «Вертикаль-4» // Геомагнетизм и аэронавтика. 1981. Т. 21. № 3. С. 476-480.
15. Oran E., Strobel D. Photochemical deviations of thermospheric O and O₂ densities from diffusive equilibrium // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 4. P. 696-698.
16. Knuth R., Felske D., Lippert W. Experimental results on some irregular phenomena in the thermosphere // J. Atmosph. Terr. Phys. 1975. V. 37. № 1. P. 31-42.
17. Good R. E., Golomb D. Atomic oxygen profiles in the lower thermosphere // Space Res. 1973. V. 13. P. 249-253.

Поступила в редакцию
4.VIII.1987