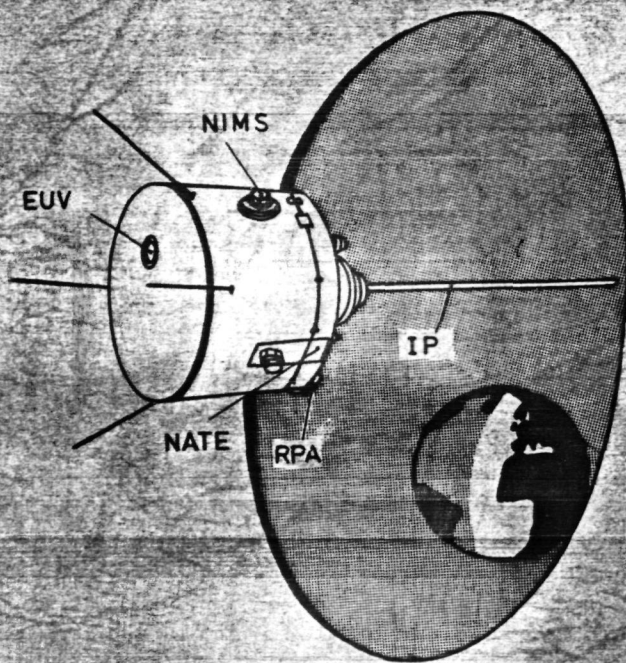


Ergebnisse des AEROS-Satellitenprogramms

N81-2-1105

TM 176438

Bericht des AEROS-Teams,
herausgegeben von
P. Lämmerzahl,
K. Rauer und
M. Roemer



Astronomische Institute der Universität, Bonn

Fraunhofer-Institut für physikalische Weltraumforschung, Freiburg

Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg

RESULTS OF THE AEROS SATELLITE PROGRAM - SUMMARY

P. Lämmerzahl, K. Rawer and M. Roemer

Translation of "Ergebnisse des AEROS-Satellitenprogramms",
Report of the AEROS Team, Max Planck Institute for Nuclear
Physics, Heidelberg, Report MPI H-1980-V3, December 1979,
pp. 7-9.

1. Report No. NASA TM- 76438	2. Government Accession No.	3. Recipient's Catalog No.
4. Title and Subtitle RESULTS OF THE AEROS SATELLITE PROGRAM - SUMMARY	5. Report Date October 1980	6. Performing Organization Code
	8. Performing Organization Report No.	10. Work Unit No.
7. Author(s) P. Lämmerzahl, K. Rawer and M. Roemer - Max-Planck-Institute for Nuclear Physics, Heidelberg	11. Contract or Grant No. NASw 3199	13. Type of Report and Period Covered Translation
9. Performing Organization Name and Address Leo Kanner Associates Redwood City, California 94063	12. Sponsoring Agency Name and Address National Aeronautics and Space Adminis- tration, Washington, D.C. 20546	14. Sponsoring Agency Code
15. Supplementary Notes Translation of "Ergebnisses des AEROS-Satellitenprogramms", Report of the AEROS Team, Max Planck Institute for Nuclear Physics, Heidelberg, Report MPI H-1980-V3, December 1979, pp. 7-9.		
16. Abstract It was the aim of the two AEROS missions to contribute to an understanding of the aeronomic conditions by acquiring spectral and absolute data, on the one hand, on the most important energy source for the thermosphere/ionosphere, specifically the extreme ultraviolet solar radiation (EUV) and, on the other hand, by determining the most important parameters of this altitude range in the same satellite. A summary of the results attained to the present is given.		
17. Key Words (Selected by Author(s))	18. Distribution Statement Unclassified - Unlimited	
19. Security Classif. (of this report) Unclassified	20. Security Classif. (of this page) Unclassified	21. No. of Pages
		22. Price

RESULTS OF THE AEROS SATELLITE PROGRAM - SUMMARY

P. Lämmerzahl¹, K. Rawer² and M. Roemer³

1. Brief Survey

17*

It was the aim of the two AEROS missions to contribute to an understanding of the aeronomic conditions by acquiring spectral and absolute data, on the one hand, on the most important energy source for the thermosphere/ionosphere, specifically the extreme ultraviolet solar radiation (EUV) and, on the other hand, by determining the most important parameters of this altitude range in the same satellite. It is the intention of the author of this report to present a summary of the results attained up to now.

(i) For the first time an EUV satellite spectrometer was subsequently adjusted during flight, so that AEROS produced the first long-term series of absolute and spectral intensities of solar radiation in EUV (see 4.1 - 2). New indicators for solar activity were derived from these measured values.

(ii) The most important parameters of the neutral and ionized atmosphere had never previously been measured with such a degree of redundancy. Therefore an internal, critical comparison of the measured results was possible, consuming a large amount of time, but leading to ensured data (see 4.2 - 1 and 4.3 - 1.2).

(iii) It was possible to determine the kinetic temperature directly (see 3.4), while earlier satellites carried out only indirect temperature measurements.

(iv) The absolute determination of the atomic nitrogen was a

¹ Max-Planck-Institute for Nuclear Physics, Heidelberg

² Fraunhofer-Institute for Physical Space Research, Freiburg

³ Institute for Astrophysics and Extraterrestrial Research, Bonn University

* Numbers in the margin indicate pagination in the foreign text.

significant success (see 4.2 - 4), which participates in the important aeronomic processes, although present only as a small component.

(v) Together with observations from other satellites, the partial densities of He, N, O, N₂ and Ar, measured by AEROS A and B, form the basis for various new models of the thermosphere (see 4.2 - 2); these will also be employed for such purposes in the future. /8

(vi) For the first time it was possible to present a thermodynamic description of the ionospheric plasma. Decisive for this was

- a newly conceived, reliable measurement method for the temperature of the thermal electron population (see 4.3 - 1.2.3).
- the first measurement of the "superthermal" energy distribution of the electrons, specifically in the energy range just above the thermal range (4.3 - 1.1.3.2).
- a kinetic measurement of the ion temperature (4.3 - 1.1.3.3).
- a description of the composition according to ion types with quantitative data on relative proportion (4.3 - 2.2.1).

After conclusion of the current study, this data will later make possible a correct description of the ionospheric plasma not in thermodynamic balance.

(vii) For the first time, a correction of the model description of the ionosphere, developed for communication purposes, was derived from values of plasma density measured in rapid temporal succession (4.3 - 2.1).

(viii) It was possible to calculate the chief energy supply in the thermosphere, but also the ionization as well as the generation of a superthermic population from the absolute radiation intensities (4.1 - 3 and 4.3 - 5.1). These were verified by a

comparison with measured superthermic energy distribution.

(ix) Building on this, aeronomic calculations (4.1 - 3) showed that the variations in the parameters of the ionosphere cannot be correlated to the fluctuations of EUV solar radiation, but rather, processes within the atmosphere are responsible for this. The task (still to be solved) therefore results, that loss and transport phenomena must be determined from the collected data in integrating analyses.

9

AEROS-A was the first aeronomic satellite in the interpretation of the above-mentioned goal; however, it also gains in significance because no comparable measurements were available from other satellites during the time of the mission (at the end of the solar spot cycle no. 20). For AEROS B, flown in the period of minimal solar activity, there was in contrast a series of comparable measurements from other satellites. Comparisons were conducted successfully, among others with the U.S. satellites S3-1, ISIS and AE-C (4.3 - 1.2.1.1 and 4.1 - 1). The especially extensive comparison with the Japanese TAIYO satellite has not yet been completed (4.3 - 1.2.1.1).

The scientific results gained previously with the AEROS missions have been set down in 84 publications up to now. In addition, numerous measured values were made accessible to the international scientific community for combined projects, especially for the "International Reference Ionosphere" IRI. The (contractually established) presentation of data to the World Data Center A in the U.S.A. has not yet been completed. The radiation measurements made by AEROS was the reason for the international space research organization COSPAR to establish an ad hoc group for the retrospective and prospective preparation of such data (4.1 - 2), also especially to create a solid basis for studies of solar-terrestrial relationships.

ERGEBNISSE DES AEROS-SATELLITENPROGRAMMS

Bericht des AEROS-Teams, herausgegeben von

P. Lämmerzahl¹, K. Rawer² und M. Roemer³

¹Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg

²Fraunhofer-Institut für Physikalische Weltraumforschung, Freiburg

³Institut für Astrophysik und Extraterrestrische Forschung der
Universität Bonn

Dezember 1979

Die Arbeiten, über die hier berichtet wird, wurden vom Bundesminister für Forschung und Technologie gefördert. Die Projektleitung lag bei der Deutschen Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt e.V.

Wo sind die
Theoretiker?

EB

Wissenschaftliches AEROS-Team:

Siegfried J. Bauer (GSFC), Projektwissenschaftler der NASA

Alfred Dumbs (IPW), Koexperimentator RPA

Rainer Kist (IPW), Koexperimentator IP

Dieter Krankowsky (MPIK), Experimentator NIMS

Peter Lämmerzahl (MPIK), deutscher Projektwissenschaftler,
Koexperimentator NIMS

Eugen Neske (IPW), Experimentator IP

Karl Rawer (IPW), wissenschaftlicher Berater

Max Roemer (AIUB), Experimentator ADA

Gerhard Schmidtke (IPW), Experimentator EUV

Nelson W. Spencer (GSFC), Experimentator NATE

Karl Spenner (IPW), Experimentator RPA

Beteiligte Institute:

GSFC = NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md., USA

AIUB = Astronomische Institute der Universität Bonn

IPW = Fraunhofer-Institut für Physikalische Weltraumforschung,
Freiburg

MPIK = Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg

Inhalt:

1.	Kurze Übersicht	7
2.	Das Projekt AEROS: Zielsetzung und Ablauf	10
3.	Experimente [?] und Messungen	15
3.1.	Missionsanalytische und meßtechnische Aspekte des Satellitenkonzepts	15
	1. Eigenschaften der Bahn	15
	2. Orientierung der Meß-Sensoren	20
	3. Steuerung und Übertragung der Meßdaten	24
3.2.	EUV-Spektrometer	29
	1. Meßprinzip	29
	2. Wellenlängenbereich	29
	3. Meßmoden	32
	4. Eichung	34
	5. Untergrundzählrate als Indikator für energiereiche Teilchenflüsse	37
3.3.	Massenspektrometer für Neutralgas und Ionen	38
	1. Meßprinzip	38
	2. Messung von Gaspartialdichten	40
	3. Messung der Ionen-Zusammensetzung	41
	4. Meßprogramm	42
3.4.	Neutralgastemperatur-Experiment	43
	1. Meßprinzip	43
	2. Messungen der atmosphärischen Zusammensetzung	45
	3. Messungen der kinetischen Gastemperatur	45
3.5.	Gegenspannungsanalysator	47
	1. Meßprinzip	48
	2. Sensoranordnung	51
	3. Meßmoden	53
3.6.	Impedanzsonde	60
3.7.	Analyse der Satellitenabbremung	67
	1. Meßprinzip	67
	2. Auswertung der Bahnbeobachtungen	71
4.	Ergebnisse aeronomischer Beobachtungen	75
4.1.	Die solare EUV-Strahlung und ihr Einfluß in der oberen Atmosphäre	75
	1. Ergebnisse der Strahlungsmessungen	75
	2. Das Problem der absoluten Genauigkeit	82
	3. Die EUV-Strahlung als Energiequelle der Ionosphäre	85
	4. EUV-Indizes und Atmosphären-Modelle	88

4.2.	Struktur und Variationen des Gases in der Thermosphäre	90
1.	Vergleich der Neutralgasdaten der verschiedenen Experimente	91
1.1	Vergleich der Perigäumsdichte	92
1.2.	Vergleich ganzer Meßorbits	96
1.3	Vergleich von Sauerstoff-Messungen	99
2.	Empirische Thermosphärenmodelle	106
2.1	Thermosphärenmodelle auf der Basis der NIMS-Messungen	110
2.2	Entwicklung des AEROS-Thermosphärenmodells	118
3.	Die Thermosphäre unter gestörten Bedingungen	128
3.1	Thermosphärische und ionosphärische Stürme	131
3.2	Atmosphärische Schwerewellen	133
4.	Atomarer Stickstoff in der Thermosphäre ...	142
4.3.	Struktur und Variationen des ionosphärischen Plasmas	147
1.	Experimentelle Möglichkeiten und Grenzen ..	147
1.1	Betriebsbedingungen und deren Konsequenzen	147
1.2	Physikalische Auswertung und kritische Wertung der Daten	163
2.	Globale Ergebnisse	177
2.1	Plasma-Dichte	178
2.2	Ionen-Komposition	190
2.3	Elektronen-Temperatur	197
2.4	Ionen-Temperatur	207
2.5	Suprathermische Elektronenflüsse	211
2.6	Systematische Zusammenhänge	212
3.	Regionale und lokale Phänomene	219
3.1	Besonderheiten im Äquatorbereich	220
3.2	Kluft und Trog	224
3.3	Fluktuationen	231
4.	Ereignisse	243
4.1	Sonnenaufgang	244
4.2	Sonnenfinsternis	245
4.3	Magnetische Stürme	246
5.	Integrierte Auswertung	247
5.1	Aeronomische Berechnung der Ionenproduktion	247
5.2	Bestimmung des Transport-Effekts	249
5.3	Energiespektren der suprathermischen Elektronen	250
5.4	Einfluß von Variationen der Sonnenstrahlung	251
5.5	AEROS Plasma-Daten für internationale Projekte	252
	Literaturverzeichnis	253

1. KURZE ÜBERSICHT

Ziel der beiden AEROS-Missionen war es, einen Beitrag zum Verständnis der aeronomischen Zusammenhänge dadurch zu leisten, daß einerseits die wichtigste Energiequelle für die Thermosphäre/Ionosphäre, nämlich die extrem-ultraviolette Sonnenstrahlung (EUV) spektral und absolut erfaßt, andererseits die wichtigsten Zustandsgrößen dieses Höhenbereichs auf dem gleichen Satelliten bestimmt wurden. Es ist die Absicht der Herausgeber dieses Berichts, zusammenfassend die bisher erzielten Ergebnisse darzustellen. Die wichtigsten seien hier kurz aufgeführt.

(i) Erstmals wurde ein EUV-Satellitenspektrometer im Flug nachgeeicht, sodaß AEROS die erste längerfristige Serie absoluter, spektraler Intensitäten der Sonnenstrahlung im EUV erbracht hat (s. 4.1 - 2). Aus diesen Meßwerten wurden neue Indikatoren für die Sonnenaktivität abgeleitet.

(ii) Die wichtigsten Zustandsgrößen der neutralen und ionisierten Atmosphäre sind vorher nie mit soviel Redundanz gemessen worden. So wurde ein interner kritischer Vergleich der Meßergebnisse möglich, der zwar viel Zeit kostete, aber zu gesicherten Daten führte (s. 4.2 - 1 und 4.3 - 1.2).

(iii) Die kinetische Temperatur konnte direkt in der hohen Atmosphäre bestimmt werden (s. 3.4), während frühere Satelliten nur indirekte Temperaturbestimmungen durchführten.

(iv) Ein bedeutender Erfolg war die Absolut-Bestimmung des atomaren Stickstoffs (s. 4.2 - 4), der, obwohl nur als geringer Bestandteil vorhanden, an wichtigen aeronomischen Prozessen beteiligt ist.

(v) Zusammen mit Beobachtungen von anderen Satelliten bilden die von AEROS A und B gemessenen Partialdichten von He, N, O, N₂ und Ar die Grundlage verschiedener neuer Thermosphärenmodelle (s. 4.2 - 2); sie werden für solche Zwecke auch zukünftig mit herangezogen werden.

(vi) Erstmals gelang eine thermodynamische Beschreibung des Plasmas der Ionosphäre. Maßgebend dafür waren:

- eine neu konzipierte, zuverlässigere Meßmethode für die Temperatur der thermischen Elektronen-Bevölkerung (s. 4.3 - 1.2.3),
- die erstmalige Messung der 'suprathermischen' Energie-Verteilung der Elektronen, nämlich in dem Energiebereich knapp oberhalb des thermischen (s. 4.3 - 1.1.3.2),
- eine kinetische Messung der Ionen-Temperatur (s. 4.3 - 1.1.3.3),
- eine Beschreibung der Zusammensetzung nach Ionen-Arten mit quantitativer Angabe ihres relativen Anteils (s. 4.3 - 2.2.1).

Nach Abschluß der noch laufenden Arbeiten werden diese Daten es später ermöglichen, das nicht im thermodynamischen Gleichgewicht befindliche Plasma der Ionosphäre korrekt zu beschreiben.

(vii) Erstmals konnte, mit in rascher zeitlicher Folge gemessenen Werten der Plasmadichte (s. 4.3 - 1.1.4), eine Korrektur der für Kommunikationszwecke entwickelten Modellbeschreibung der Ionosphäre eingeleitet werden (s. 4.3 - 2.1).

(viii) Aus den absoluten Strahlungsintensitäten konnte die überwiegende Energie-Zufuhr in die Thermosphäre, aber auch die Ionisierung sowie die Erzeugung einer suprathermischen Bevölkerung berechnet werden (s. 4.1 - 3 und 4.3 - 5.1). Sie wurde durch Vergleich mit der gemessenen suprathermischen Energieverteilung verifiziert.

(ix) Darauf aufbauende, aeronomische Berechnungen (s. 4.1 - 3) zeigten, daß die Schwankungen der Zustandsgrößen der Ionosphäre nicht den Fluktuationen der solaren EUV-Strahlung zugeordnet werden dürfen, daß vielmehr Vorgänge innerhalb der Atmosphäre dafür verantwortlich sind. Daraus ergibt sich die (noch zu lösende) Aufgabe, aus den gesammelten Daten in 'integrierter Auswertung' Verlust- sowie Transport-Erscheinungen zu bestimmen.

AEROS-A war der erste Aeronomie-Satellit im Sinne der o.a. Zielsetzung; er hat aber auch dadurch hohe Bedeutung, daß keine vergleichbaren Messungen während seiner Missionszeit (am Ende des Sonnenflecken-Zyklus Nr. 20) von anderen Satelliten vorliegen. Für AEROS-B, der in der Periode minimaler Sonnen-Aktivität geflogen wurde, gab es dagegen eine Reihe vergleichbarer Messungen von anderen Satelliten. Vergleiche wurden erfolgreich durchgeführt u.a. mit den U.S.-Satelliten S3-1, ISIS und AE-C (s. 4.3 - 1.2.1.1 und 4.1 - 1). Der besonders ergiebige Vergleich mit dem japanischen TAIYO-Satelliten konnte noch nicht abgeschlossen werden (s. 4.3 - 1.2.1.1).

Die mit den AEROS-Missionen bislang gewonnenen wissenschaftlichen Ergebnisse wurden in 84 bisher erschienenen Veröffentlichungen festgehalten. Abgesehen davon wurden der internationalen wissenschaftlichen Gemeinschaft zahlreiche Meßwerte für Gemeinschaftsvorhaben beigestellt, insbesondere für das Atmosphären-Modell MSIS und für die 'Internationale Referenz Ionosphäre' IRI. Noch nicht abgeschlossen ist die (vertraglich festgelegte) Übergabe der Daten an das Welt-Datenzentrum A in U.S.A.. Die Strahlungsmessungen von AEROS nahm die internationale Welt-raumforschungs-Organisation COSPAR zum Anlaß, eine ad hoc Gruppe zur retro- und prospektiven Erstellung solcher Daten zu gründen (s. 4.1 - 2), insbesondere auch, um für Untersuchungen solar-terrestrischer Beziehungen eine solide Basis zu schaffen.

2. DAS PROJEKT AEROS: ZIELSETZUNG UND ABLAUF

Das zweite in deutsch-amerikanischer Kooperation durchgeführte Satellitenprojekt hatte die Erforschung der oberen Erdatmosphäre durch einen integrierten Aeronomiesatelliten zum Ziel. Das zentrale Problem der Aeronomie ist es, den Zustand und die Vorgänge in der oberen Atmosphäre aus der Einwirkung äußerer Einflüsse zu erklären.

Die atmosphärischen Zustandsgrößen, insbesondere die Dichten und Temperaturen der verschiedenen neutralen und geladenen Bestandteile, waren schon mehrfach mit entsprechenden Sonden gemessen worden, jedoch mehr oder weniger gesondert auf verschiedenen Satelliten. Bei AEROS war dagegen die Aufgabe gestellt, die wichtigsten lokalen Parameter der Atmosphäre und außerdem die Strahlung von der Sonne in dem für die Ionisation ausschlaggebenden Wellenlängenbereich gleichzeitig zu beobachten. Die Korrelation der verschiedenartigen Variationen und Phänomene in einer 'integrierten' Analyse soll die Wechselbeziehungen zwischen dem Auftreten der Komponenten, ihrem jeweiligen Zustand und dem Einfluß der ultravioletten Sonnenstrahlung als wirksamster äußerer Energiequelle erkennen lassen und den Gesamtzusammenhang verständlich machen (LÄMMERZAHL und BAUER, 1974; LÄMMERZAHL et al., 1979).

Die Experimente auf AEROS und die damit gemessenen Parameter sind in der Tabelle 1 zusammengestellt. Bei der Konzipierung der Nutzlast wurde auf größtmögliche Redundanz Wert gelegt, erstens um aus den internen Vergleichsmöglichkeiten Hinweise auf die Meßgenauigkeit zu bekommen und zweitens zur Sicherheit gegenüber Ausfällen einzelner Instrumente oder Meßmoden. Wichtig für einen Aeronomiesatelliten mit in-situ Messungen ist die Wahl der Umlaufbahn: die für AEROS gewählte globale Überdeckung mit

einer polaren Bahn sowie die im Vergleich zu vorangehenden Missionen niedrigen Flughöhen (unterhalb 250 km) füllen eine Lücke im verfügbaren Beobachtungsmaterial auf.

Tabelle 1: Experimente und Parameter

Experiment (Code)	Gemessene Parameter
Neutral- und Ionen-Massenspektrometer (NIMS)	Teilchendichten der neutralen atmosphärischen Bestandteile Relative Zusammensetzung der Ionen
Gegenspannungsanalysator (RPA)	Dichte und Temperatur der Elektronen Suprathermische Elektronenflüsse bis 30 eV Iontemperatur und Dichten der häufigsten Ionensorten
Impedanzsonde (IP)	Elektronendichte in hoher räumlicher Auflösung
EUV-Spektrometer (EUV)	Solarer Energiefluß im Wellenlängenbereich 16-106 nm Höhendichteprofile von atomarem Sauerstoff
Neutraltemperatur-Experiment (NATE)	Kinetische Gastemperatur Dichte von N ₂ und anderen neutralen Bestandteilen
Satellitenabbremung (ADA)	Totale Gasdichte im Perigäum

Der erste Satellit AEROS (später AEROS-A genannt) war ein gemeinsames Projekt des Bundesministers für wissenschaftliche Forschung (heute: Bundesminister für Forschung und Technologie, BMFT) und der National Aeronautics and Space Administration (NASA). Neben den fünf von deutschen Forschern konzipierten Experimenten war auch ein amerikanisches Meßgerät beteiligt. Der deutsche Projektbeitrag umfaßte die Bereitstellung des Flugkörpers und die Durchführung des Flugbetriebs, die NASA stellte die Trägerrakete und führte den Start durch. Aufgrund der damals üblichen Modellphilosophie wurde ein komplettes Ersatz-Fluggerät bereitgestellt. Nach dem Start des ersten Satelliten wurde beschlossen, die Ersatzeinheit unter der Bezeichnung AEROS-B ebenfalls in einen Erdumlauf zu bringen. Dieses Projekt wurde von der deutschen Seite allein durchgeführt, jedoch besteht auch hier eine Kooperation mit der NASA auf der wissenschaftlichen Ebene.

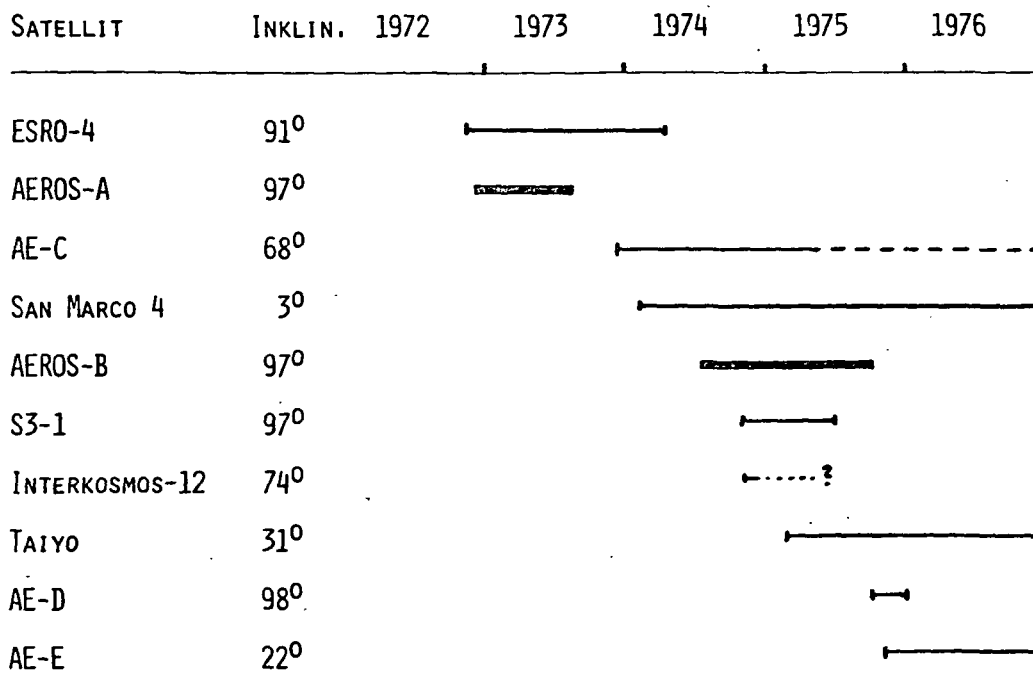


Abb. 1: Aeronomische Satelliten während der Missionszeiten von AEROS-A und AEROS-B.

Die Zielsetzung von AEROS-B war einerseits die Verbreiterung der gesamten Datenbasis - ein bei solchen kurzlebigen Satellitenmissionen wichtiger Gesichtspunkt - andererseits die korrelierte Beobachtung und koordinierte Auswertung in Verbindung mit anderen im gleichen Zeitraum aktiven Satelliten, die vergleichbare aeronomische Messungen ausführten (Abb. 1). Aufgrund bereits vorliegender Erfahrungen mit AEROS-A konnten geringfügige technische Modifikationen vorgenommen werden, welche die Qualität einiger Messungen nicht unerheblich verbesserten.

Die ersten konkreten Überlegungen zur Planung eines deutschen Aeronomiesatelliten reichen bis in die Zeit vor 1967 zurück. Das wissenschaftliche und technische Konzept von AEROS wurde bis etwa 1969 endgültig erarbeitet. Der Bau des Fluggeräts nahm danach fast drei Jahre in Anspruch, bis zum ersten Start am 16. Dezember 1972. Für die Verwirklichung des zweiten Satelliten wurde dagegen kaum mehr als ein Jahr benötigt. Die Datenverarbeitung erwies sich als schwieriger als ursprünglich vorhergesehen, und die Experimentatoren kamen deshalb erst 1976 in den vollen Besitz aller aufgezeichneten Meßdaten. Die wissenschaftliche Auswertung ist noch nicht vollständig abgeschlossen; es ist zu erwarten, daß die umfangreichen Beobachtungen von AEROS auch in Zukunft noch für verschiedene aeronomische Studien herangezogen werden. Über den zeitlichen Ablauf des gesamten Programms gibt die Abb. 2 einen groben Überblick.

Die deutsche Projektleitung lag bei der Deutschen Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DFVLR)/Bereich Projektträgerschaften. Hauptauftragnehmer war die Firma Dornier-System GmbH. Je zwei der vier aktiven deutschen Experimente wurden von Dornier-System und von der Firma Messerschmitt-Bölkow-Blohm GmbH gebaut;

dabei wurden teilweise Vorentwicklungen von anderen Industriefirmen durchgeführt und kritische Komponenten in den Instituten selbst angefertigt. Der Flugbetrieb der Satelliten sowie die Aufbereitung der Meßdaten lag in den Händen des Satelliten-Kontrollzentrums (GSOC) der DFVLR. Das Goddard Space Flight Center der NASA stellte die amerikanische Projektleitung.

Durch die hervorragende Zusammenarbeit und Einsatzbereitschaft der Mitarbeiter aller beteiligten Institutionen und infolge ihrer Aufgeschlossenheit gegenüber den Anliegen des Forschungsteams konnte das AEROS-Programm mit viel Erfolg und guter wissenschaftlicher Ausbeute durchgeführt werden. Wir möchten an dieser Stelle herzlich dafür danken.

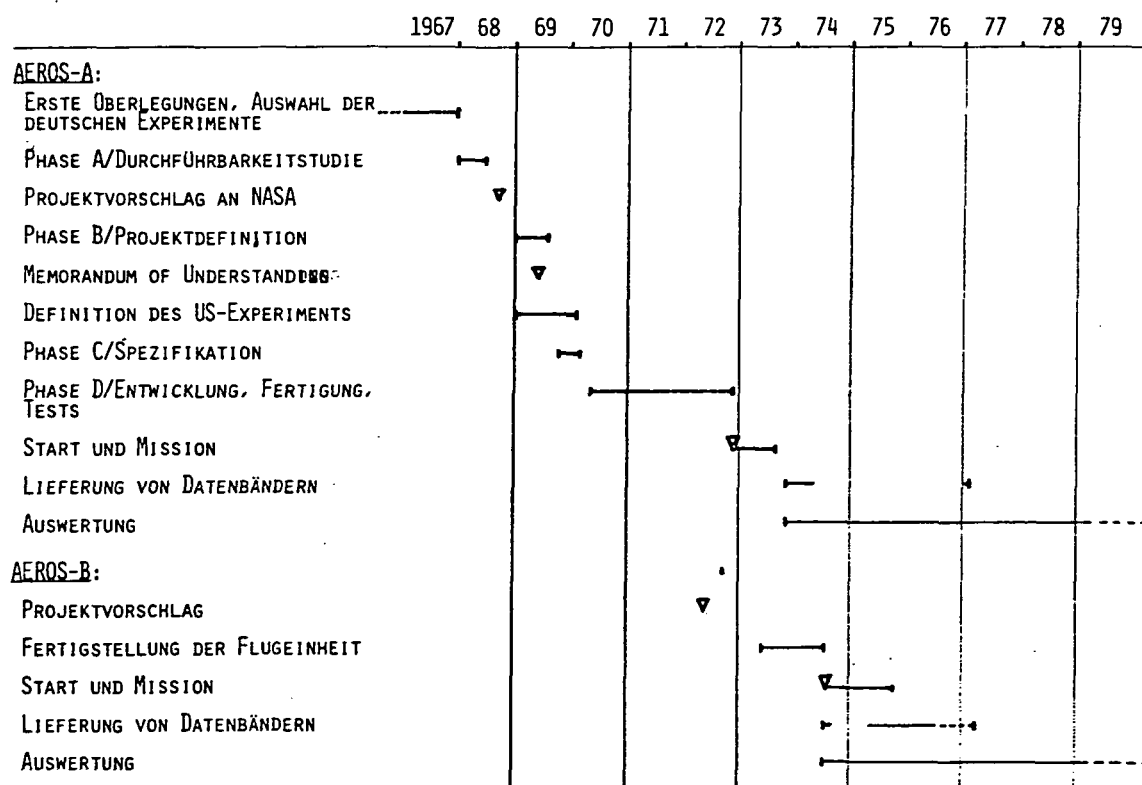


Abb. 2: Zeitlicher Ablauf des AEROS-Programms.

"Page missing from available version"

pg 15

- (a) Es sollten niedrige Flughöhen erreicht werden, mit dem Perigäum unterhalb von 250 km.
- (b) Die Lebensdauer sollte möglichst lang sein, mindestens aber 6 Monate betragen.
- (c) Alle Breitenbereiche sollten erfaßt werden.
- (d) Die Ortszeit sollte konstant sein und im Bereich der Extremwerte der tageszeitlichen Schwankungen liegen.

Die tatsächlich erreichten Bahnparameter sind in der Tabelle 2 zusammengefaßt. Die Änderungen im Verlauf der Mission der beiden Satelliten sind in der Abb. 3 veranschaulicht.

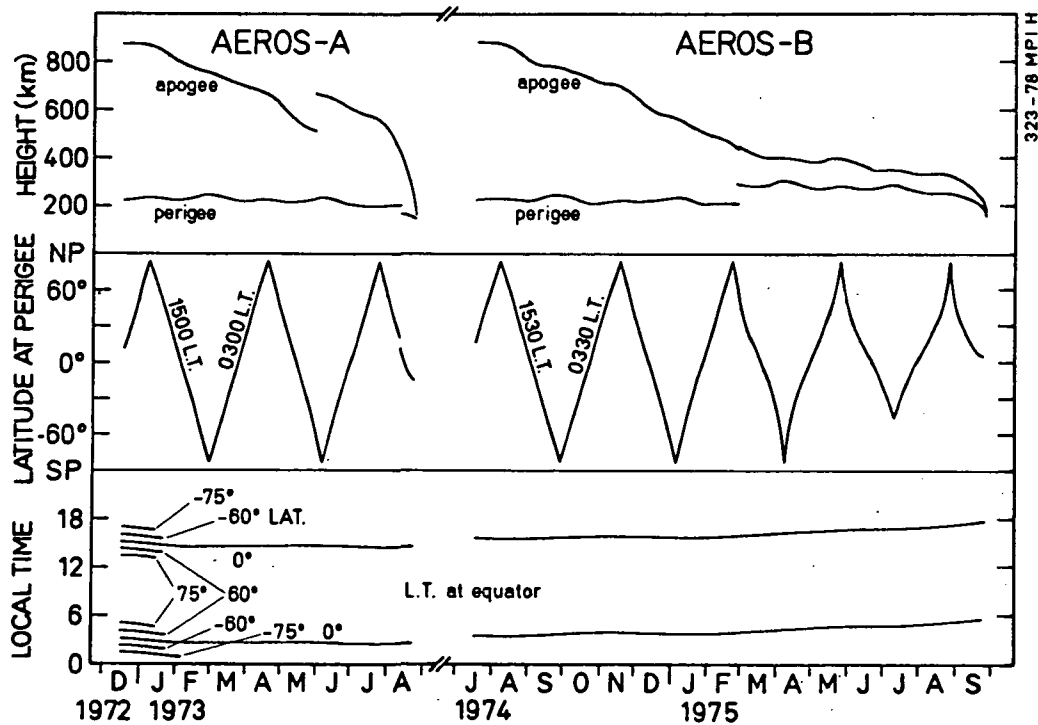


Abb. 3: Änderungen von Bahnparametern im Verlauf der Satellitenmissionen AEROS-A und AEROS-B.
oben: Höhen von Apogäum und Perigäum
Mitte: Lage des Perigäums
unten: Ortszeit in verschiedenen Breiten

Tabelle 2: Parameter der AEROS-Bahn

	AEROS-A	AEROS-B
Datum des Starts	16. Dez. 1972	16. Juli 1974
Datum des Wiedereintritts	22. Aug. 1973	25. Sept. 1975
große Halbachse ⁺	6920 km	6928 km
Exzentrizität ⁺	0,0467	0,0475
Inklination	96,95°	97,4°
Höhe des Perigäums, h _p ⁺	218 km	223 km
Höhe des Apogäums, h _a ⁺	865 km	878 km
Ortszeit am aufsteig. Knoten (Anfang/Ende der Mission)	15:10/14:33	15:25/17:35
mittl. Regression des Perigäums	-3,5° pro Tag	-3,5° pro Tag
1. Korrekturmanöver	29. Mai 1973: h _p =227 km, konstant h _A =507→665 km	25. Febr. 1975: h _p =208→293 km h _A =437 km, konstant
2. Korrekturmanöver	10. Aug. 1973: h _p =196→165 km h _A =440 km, konstant	

⁺Anfangswerte

In der Ionosphäre dominieren unterhalb der F2-Region die Produktionsprozesse (durch EUV-Strahlung und Ausfällung energetischer Teilchen verursacht) sowie ionenchemische Reaktionen, während darüber die Transportprozesse, vor allem die Diffusion, entscheidend sind. Die zur Aufheizung des Atmosphärgases beitragenden Vorgänge sind auf den unteren Teil der Thermosphäre konzentriert. Das Eindringen der Satellitensonde bis an die Grenze dieses Höhenbereichs erlaubt die unmittelbare Beobachtung damit zusammenhängender Phänomene. Besonders aufschlußreich ist auch die Messung solcher Gasbestandteile (z.B. Argon), deren Konzentration mit zunehmender Höhe stark abfällt. Satellitenmessungen in der E-Region und nahe der Thermosphären-Untergrenze (bis etwa 130 km Höhe) blieben späteren Projekten wie den Atmosphere Explorer (DALGARNO et al., 1973) und den S3-1 und S3-2 Satelliten (PHILBRICK, 1976) vorbehalten. Dennoch bedeutet die von AEROS erreichte Bahn mit Perigäumshöhen zwischen 200 und 250 km einen erheblichen Fortschritt gegenüber der davorliegenden Generation von Aeronomiesatelliten, die zumeist auf Höhen um und oberhalb 400 km beschränkt waren.

Die aeronomischen Prozesse in der Atmosphäre werden direkt oder indirekt von der Sonne, d.h. von ihrer elektromagnetischen und korpuskularen Strahlung, gesteuert. Für jeden Teil der Erdatmosphäre spielen daher die lokalen und globalen Intensitätsschwankungen dieser Energiequelle eine große Rolle. Die augenscheinlichsten Variationen des solaren Energieflusses sind die von der Tageszeit und von der Jahreszeit abhängigen.

Um alle typischen jahreszeitlichen Meßbedingungen zu erreichen, ist eine Lebensdauer von wenigstens 6 Monaten erforderlich. Will man zugleich die jährliche und die halbjährliche Variation und die Unterschiede zwischen nördlicher

und südlicher Hemisphäre beobachten, müssen sich die Messungen über ein volles Jahr erstrecken.

Die Forderung nach ausreichender Lebensdauer bei gleichzeitig niedriger Périgäumshöhe erforderte einen Kompromiß. Als weitere Schwierigkeit kommt hinzu, daß sich weder die beim Einschub erreichte Anfangsbahn noch die Abbremsung in der Atmosphäre genau vorhersagen lassen. Mit Hilfe eines Zusatz-Triebwerkes war es möglich, die Bahn von AEROS während der Mission zu korrigieren (maximal erreichbare Geschwindigkeitsänderung ca. 80 m s^{-1}) und dadurch beide Satellitenmissionen bei günstigen Flughöhen über eine verlängerte Lebensdauer zu betreiben.

Bei AEROS-A wurde durch Anhebung des Apogäums eine Verlängerung um ca. 2 Monate erzielt. Mit dem zweiten Bahnmanöver wurde das Perigäum auf 165 km gesenkt, um einige Tage lang in diesem Höhenbereich zu messen; leider sind diese Messungen wegen anomalen Spinverhaltens nach dem Manöver nicht auswertbar. Bei AEROS-B konnte die Lebensdauer auf insgesamt 14 Monate ausgedehnt werden, hier durch eine Anhebung des Perigäums auf fast 300 km. Der Verzicht auf niedrige Flughöhen in der zweiten Missionshälfte bringt allerdings auch Vorteile: die fast kreisförmige Bahn reduziert die Schwankungen aufgrund der Höhenabhängigkeit und ermöglicht eine bessere Beobachtung der von der Breite abhängigen Effekte.

Die gleichzeitige Änderung aller maßgeblichen Bahnparameter während einer nur kurzen Mission macht die Interpretation von in der Atmosphäre beobachteten Veränderungen schwierig. Es wurde deshalb als vorteilhaft angesehen, eine ortszeitfeste Bahn zu haben. Das ist leicht möglich durch geeignete Wahl der Inklination: die Präzession der Bahnebene muß gerade die mittlere Bewegung der Sonne

(ca. 1° pro Tag) kompensieren. Mit ca. 97° Inklination waren beide Satellitenbahnen nahezu sonnensynchron. Als feste Ortszeiten wurden diejenigen ausgewählt, welche den Extremwerten der tageszeitlichen Schwankung der Thermosphäre entsprechen, ca. 03.00 h bzw. 15.00 h. Nur in hohen nördlichen und südlichen Breiten ist die Ortszeit davon wesentlich verschieden (vgl. Abb. 47).

Die Bahn erreicht alle Breiten zwischen 83°N und 83°S . Entscheidend für die globale Überdeckung ist die Wanderung des Perigäums, da viele Messungen auf niedere Höhen beschränkt oder nur dort genügend empfindlich sind. Die Apsidendrehung beträgt ca. $-3,5^\circ$ pro Tag (entgegen der Bewegungsrichtung des Satelliten), d.h. im Verlauf von etwa 100 Tagen wandert das Perigäum einmal um die Erde herum.

Die Meßperioden liegen auf dem abfallenden Teil gegen Ende des 11jährigen Sonnenaktivitätszyklus (AEROS-A) bzw. in seinem Minimum (AEROS-B). Bezüglich solcher langperiodischer Schwankungen liefern die AEROS-Satelliten nur kurze Ausschnitte, und es ist deshalb notwendig, durch Anschlußmessungen und Vergleiche mit früheren und späteren Satellitenmissionen den Einfluß der Sonnenaktivität genauer zu untersuchen.

3.1. 2 Orientierung der Meß-Sensoren

Alle Experimente von AEROS haben kritische Anforderungen bezüglich der Orientierung ihrer Sensoren:

- (a) Das EUV-Spektrometer muß ständig zur Sonne ausgerichtet sein, mit maximal zulässiger Abweichung von 5° .

- (b) Der Gegenspannungsanalysator im Ionenmode und das Massenspektrometer liefern nur dann auswertbare Messungen, wenn sie von vorn angeströmt werden; der maximal zulässige Winkel zwischen Sensornormale und Flugvektor beträgt etwa 50° . Die Meßzeiten sind aber kurz, so daß es ausreicht, wenn diese Bedingung einmal während einer Spinperiode erfüllt ist.
- (c) Das Neutraltemperatur-Experiment braucht eine Anströmung senkrecht zum Sensor (d.h. streifend), kurzzeitig während einer Spindrehung.
- (d) Die Elektronenmessungen von Impedanzsonde und Gegenspannungsanalysator sind zwar nicht direkt richtungsabhängig, werden jedoch verfälscht, wenn die Sensoren das verdünnte Plasma auf der Rückseite des schnell bewegten Satellitenkörpers sondieren.

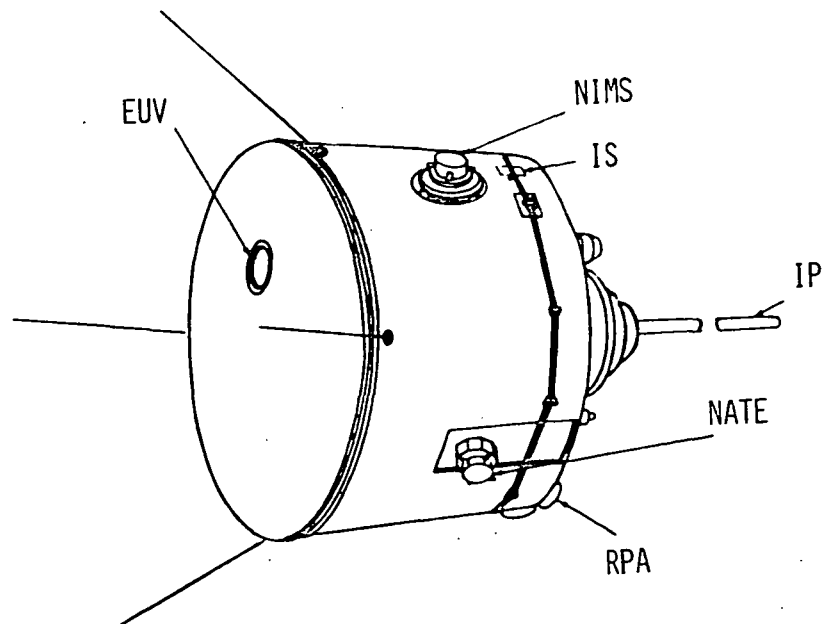


Abb. 4: Anordnung der Experiment-Sensoren auf dem Satelliten.

Die Sensoranordnung, welche diese Forderungen erfüllt, ist in der Abb. 4 gezeigt. Die Öffnung des EUV-Spektrometers befindet sich auf der Frontseite des zylinderförmigen Flugkörpers, zwischen den Solarzellen. Der Sensor der Impedanzsonde erstreckt sich in die entgegengesetzte Richtung. Die übrigen Instrumente sind radial auf dem Zylindermantel angeordnet.

Die erforderliche dauernde Ausrichtung des EUV-Spektrometers und damit der Spinachse zur Sonne hin zwingt zu einem Kompromiß für die übrigen Experimente. Vor allem für das Massenspektrometer und den Gegenspannungsanalyator wäre es optimal, wenn die Spinachse senkrecht zur Bahnebene stünde; dann würde bei jeder Spindrehung einmal der Anströmwinkel 0° erreicht. Tatsächlich ist die Spinachse aber zur Bahnebene um ca. 45° geneigt wegen der gewählten 0300/1500 Ortszeit; diese Konfiguration wird durch die Abb. 5 veranschaulicht. Deshalb schwankt der pro Spindrehung erreichte minimale Anströmwinkel entlang eines Bahnumlaufs zwischen Werten von 0° und ca. 45° . Die Ionenmessungen werden dadurch beeinträchtigt (vgl. Kap. 3.3 Abschn. 3 und Kap. 3.5. Abschn. 2).

Die Lage des Satelliten im Raum ist spinstabilisiert (10 U/min); Störungen infolge der Luftreibung ändern die Richtung der Figurenachse nur um wenige zehntel Grad pro Perigäumsdurchgang. Das aktive magnetische Lagekontrollsystem regelt den Sonnenaspektwinkel automatisch in den Bereich $0,7^\circ - 4,2^\circ$. In Einzelfällen wurde der Satellit auch durch retardierte Bodenkommandos exakt auf die Sonne ausgerichtet (weniger als $0,1^\circ$ Ablage).

Für die Auswertung der Meßdaten ist es wichtig, die Orientierung der Meßgeräte, bezogen auf die Sonne bzw. den Flugvektor sowie auch relativ zum Erdmagnetfeld, für

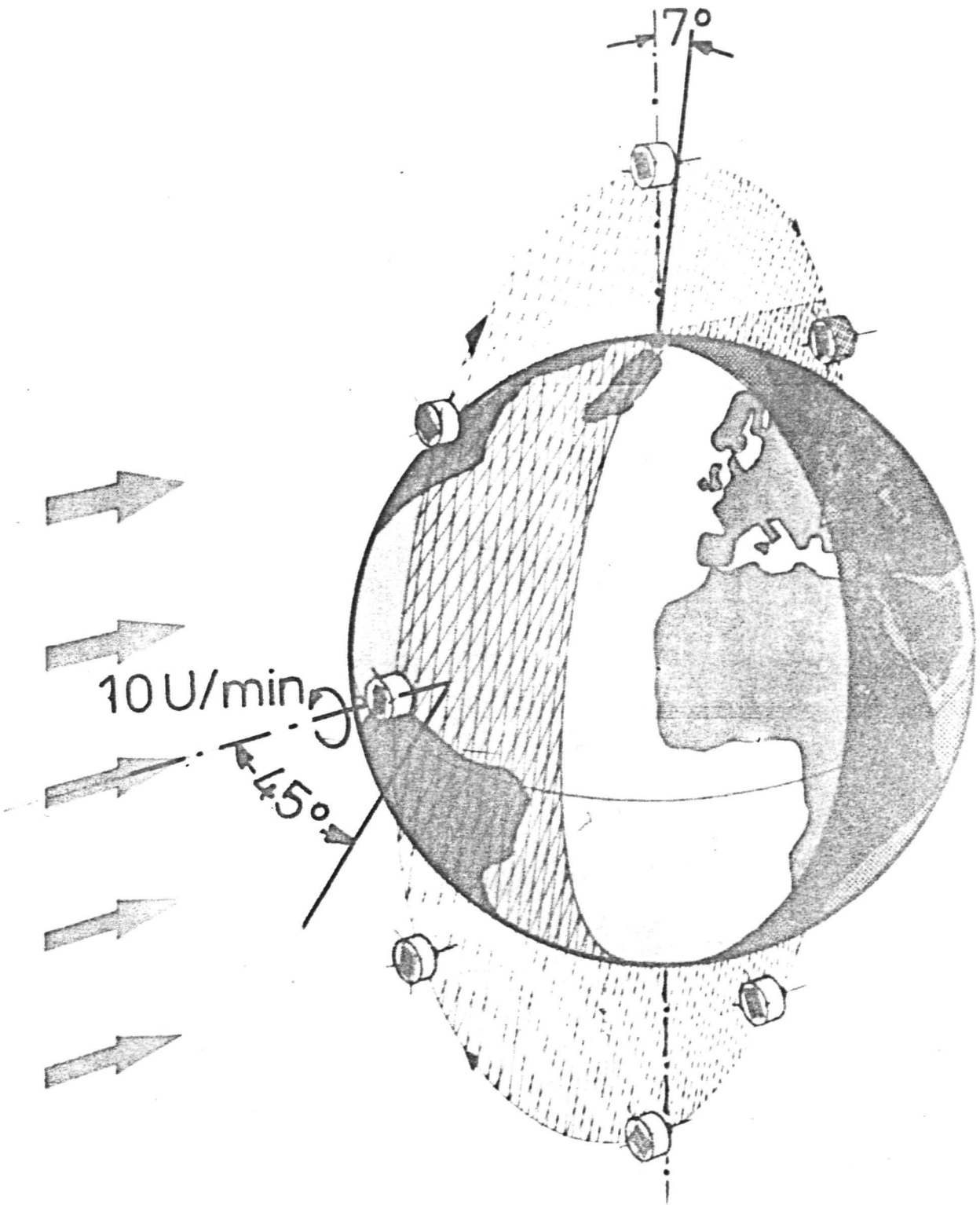


Abb. 5: Konfiguration der Umlaufbahn mit Orientierung des Flugkörpers:

- Spinachse zur Sonne ausgerichtet
- Bahnebene ca. 45° zur Sonne bzw. 7° zur Erdachse geneigt.

jeden Zeitpunkt einer Messung genau zu rekonstruieren. Für die Lagemessung stehen ein Sonnenaspektensor, ein Infrarot-Horizontsensor und ein dreiachsiges Magnetometer (Förstersonde) zur Verfügung. Die Lage ist dadurch überbestimmt (ausgenommen im Erdschatten), und es hat sich gezeigt, daß eine Lagemeßgenauigkeit von etwa 3° erreicht wird, wie sie von den Experimenten gefordert wurde.

3.1. 3 Steuerung und Übertragung der Meßdaten

Die verhältnismäßig schnellen Meßfolgen vor allem der richtungsabhängigen Experimente von AEROS liefern hohe Datenraten (NIMS = 1536 bit/s, RPA = 768 bit/s, NATE = 256 bit/s, EUV = 32 bit/s, IP = 16 bit/s). Andererseits verlangt das wissenschaftliche Konzept dieser Mission die gleichzeitige Beobachtung aller aeronomischen Parameter und die Aufzeichnung aller über jeweils einen vollen Bahnlauf anfallenden Meßdaten. Mit der für den damaligen Standard typischen Kapazität eines Bandspeichers von $3 \cdot 10^6$ bit konnten keinesfalls alle Messungen kontinuierlich durchgeführt werden.

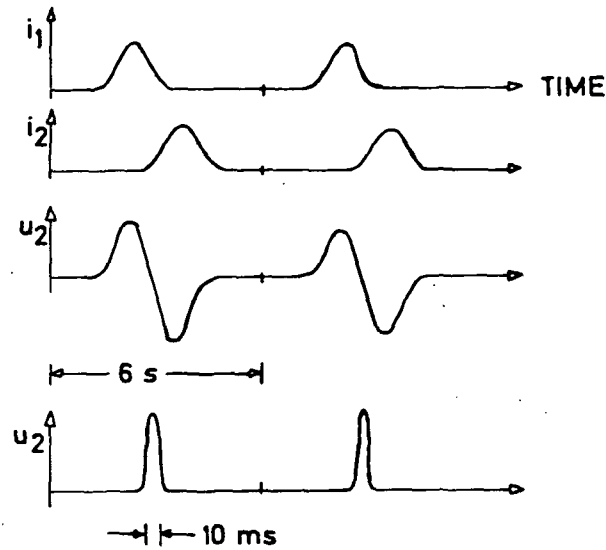
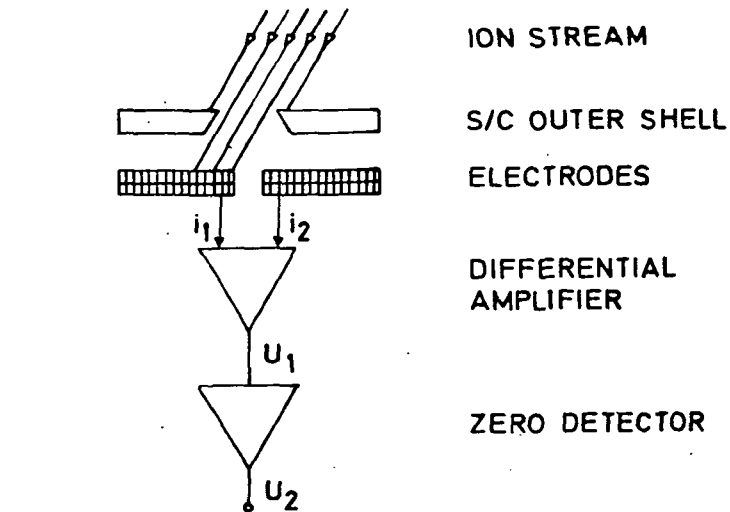
Eine Datenreduktion wird dadurch erreicht, daß die drei richtungsabhängigen Experimente NIMS, RPA und NATE innerhalb jeder Spindrehung jeweils nur während eines kurzen Zeitintervalles messen und dabei die Daten zwischengespeichert werden. Der zeitlich geglättete gesamte Datenfluß beträgt dann nur 512 bit/s. Entscheidend ist, daß diese Meßintervalle immer mit der Spinphase günstigster Orientierung der Sensoren zusammenfallen. Das Telemetrysystem von AEROS steuert die Experimente und die Datenabfrage entsprechend.

Zur Synchronisierung des Telemetry-Datenrahmens mit dem Spin des Satelliten wurde bei AEROS erstmals ein Ionenrich-

tungssensor verwendet, dessen Funktionsweise in der Abb. 6 dargestellt ist. Der durch einen Schlitz ausgeblendete Strahl anströmender Ionen wird auf zwei parallelen streifenförmigen Elektroden gemessen. Bei radialem Einfall des Ionenstrahls messen beide Elektroden den gleichen Strom, und dieser Nulldurchgang erzeugt elektronisch einen Triggerimpuls. Eine Regelung sorgt für ständige Phasenanpassung des Datenrahmens an den Ionenimpuls.

Neben dieser Ionenimpulsgesteuerten Datenübertragung kann auch auf borduhrgesteuerte Telemetrie umgeschaltet werden, die nicht spinphasensynchron abläuft. Hier werden stattdessen 'Rundum'-Messungen durchgeführt, d.h. ein richtungsabhängiges Experiment (NIMS oder RPA abwechselnd) mißt fortlaufend ca. 6 Sekunden lang (einer vollen Spindrehung entsprechend); dazwischen liegen längere Meßpausen, so daß die mittlere Datenrate wieder 512 bit/s beträgt. Dieser Betriebsmode war hauptsächlich für experimentdiagnostische Zwecke vorgesehen, er mußte aber bei AEROS-A ersatzweise verwendet werden, weil die Ionenimpulssteuerung gestört war. Dadurch konnte nur eine verhältnismäßig grobe räumliche Überdeckung mit Meßpunkten erzielt werden. In der Regel wurde jeder zweite Bahnlauf gemessen und aufgezeichnet; nach dem Ausfall eines der beiden Bandspeicher wurde die Häufigkeit von Meßorbits etwas reduziert.

Bei AEROS-B hat die Spinsynchronisierung einwandfrei funktioniert, und alle atmosphärischen Parameter konnten quasi-simultan mit guter räumlicher Auflösung beobachtet werden. Das Meßprogramm wurde aber dadurch beeinträchtigt, daß innerhalb von drei Wochen nach dem Start beide Bandspeicher ausfielen. Danach konnten nur noch Messungen mit Echtzeit-Datenübertragung durchgeführt werden, d.h. man war auf den Sichtbereich von Empfangsstationen



AEROS ION SENSOR (SCHEMATIC)

Abb. 6: Prinzip des Ionenrichtungssensors. Aus dem Differenzsignal des Stromes auf die beiden hinter einem Schlitz symmetrisch angeordneten Elektroden wird der Zeitpunkt des Durchgangs des Ionenstrahls durch den Meridian des rotierenden Satelliten bestimmt.

beschränkt. Durch den Einsatz eines Netzwerks von insgesamt 19 Bodenstationen (vgl. Abb. 7) konnte aber eine ausreichende geographische Überdeckung erzielt werden, und die Menge der aufgezeichneten Meßzeiten übertrifft sogar die von AEROS-A.

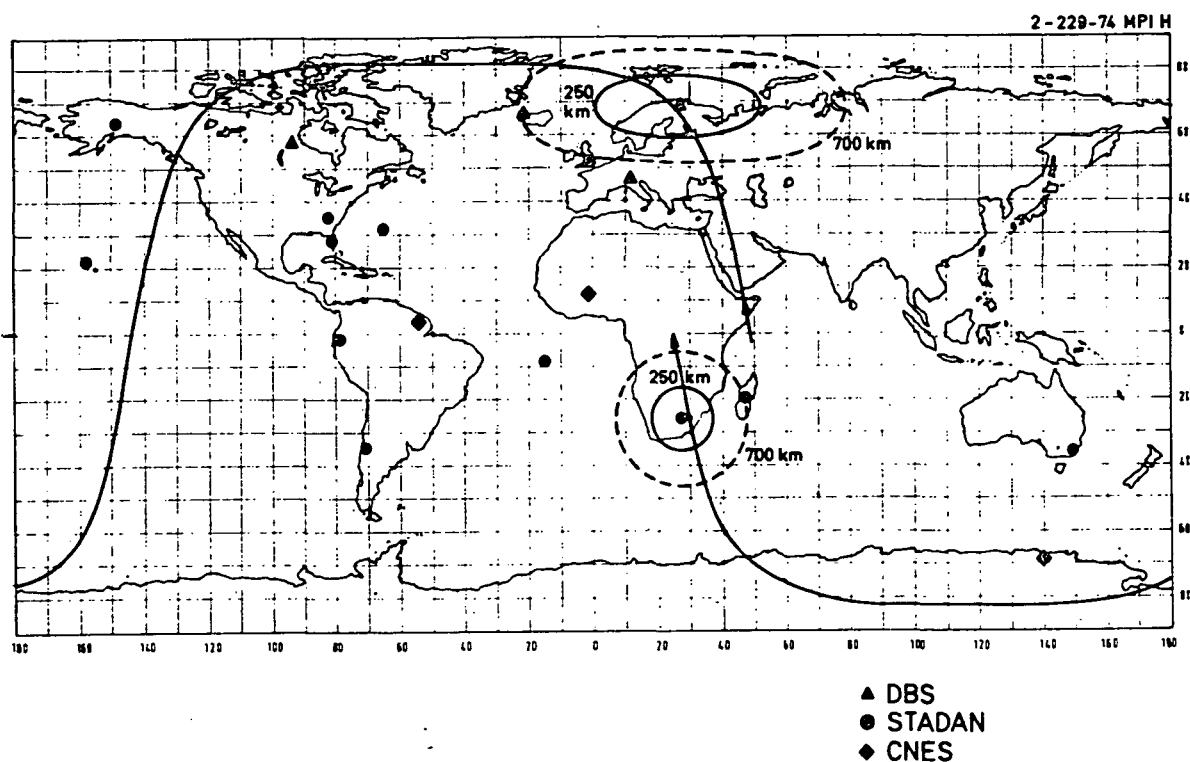


Abb. 7: Geographische Verteilung der für AEROS-B eingesetzten 19 Bodenstationen. Die Projektion einer Umlaufbahn sowie der Empfangsbereich zweier Stationen für jeweils zwei verschiedene Flughöhen sind eingezeichnet.

In der Tabelle 3 sind die charakteristischen Eigenschaften der drei verschiedenen Typen von Meßdaten zusammengestellt.

Tabelle 3: Charakteristika der Meßdaten aus verschiedenen Meßperioden

	AEROS-A	AEROS-B	Echtzeitdaten
Meßperiode (Jahr/Monat/Tag)	72/12/21-73/08/22	74/07/20-74/08/06	74/08/06-75/09/25
Datensteuerung		Ionensensor	Ionensensor
Datenübertragung	Borduhr	Bandspeicher	Echtzeit
Periodizität (Abstand zwischen Meßpunkten)			
Experiment NIMS	312 s (2400 km)	12 s (95 km)	12 s (95 km)
Experiment RPA	156 s (1200 km)	18 s (140 km)	18 s (140 km)
Länge einer Daten- aufzeichnung	90 - 95 min.	95 min.	4 - 40 min.
mittlere Meßzeit pro Tag	7 h	10 h	5 h
geographische Über- deckung	Längen, Breiten u. Höhen statistisch gleichmäßig ver- teilt	Längen u. Breiten gleichmäßig, Argu- ment d. Perigäums 149°-93°	nur bestimmte Ge- biete vorzugsweise in nördl. Breiten u. im atlantischen Sektor

3.2. EUV-Spektrometer (Extreme Ultraviolet Spectrometer = EUV)

3.2. 1 Meßprinzip

Unter Berücksichtigung der durch den Satelliten vorgegebenen Randbedingungen bezüglich Gewicht, Volumen, Energie und Ausrichtung zur Sonne wurde ein Spektrometertyp mit Plangittergeometrie gewählt (Abb. 8), wie er erstmals von BEDO und HINTEREGGER (1965) in einem Satelliten verwendet wurde. Das von der Sonnenscheibe einfallende, nahezu kollimierte Licht wird vom Plangitter spektral zerlegt, von einem mechanischen Beugungsfilter-Kollimator (SCHMIDTKE, 1968 und 1970) nach Wellenlängenintervallen selektiert und vom Photomultiplier in elektrische Impulse umgewandelt. Am Eingang befindliche elektrostatische Gitter schirmen den optischen Bereich einschließlich Multiplier vom äußeren Ionosphärenplasma ab.

Eine ausführliche Beschreibung der experimentellen Technik wurde von SCHMIDTKE et al. (1974) gegeben. Bezüglich weiterer experimentspezifischer Details und Meßergebnisse, die sich auf die besonderen Eigenschaften der Plangeometrie der optischen Anordnung (SCHMIDTKE, 1974) und auf die Untersuchungen an den Multipliern (SCHMIDTKE et al., 1975) beziehen, wird auf die Original-Veröffentlichungen verwiesen.

3.2. 2 Wellenlängenbereich

Für die aeronomischen Verhältnisse in der hohen Atmosphäre ist die EUV-Strahlung der Sonne der bestimmende äußere Einfluß, wobei im Höhenbereich des AEROS die ionisierende Wirkung der Strahlung eindeutig an erster

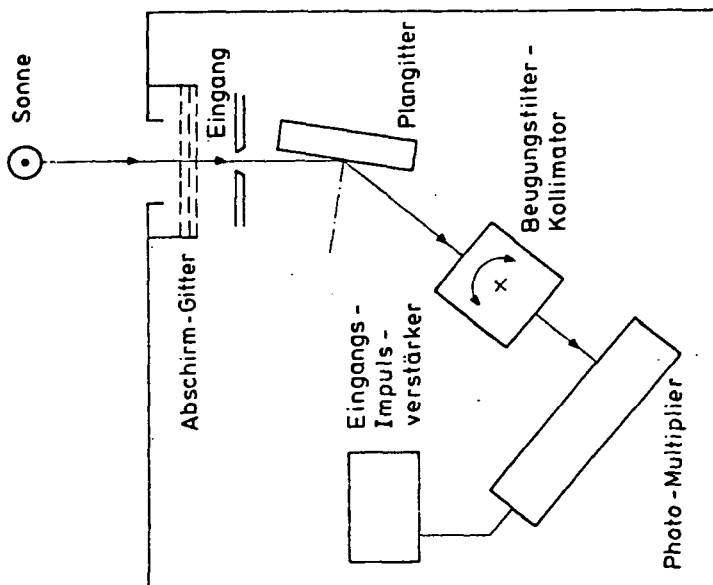
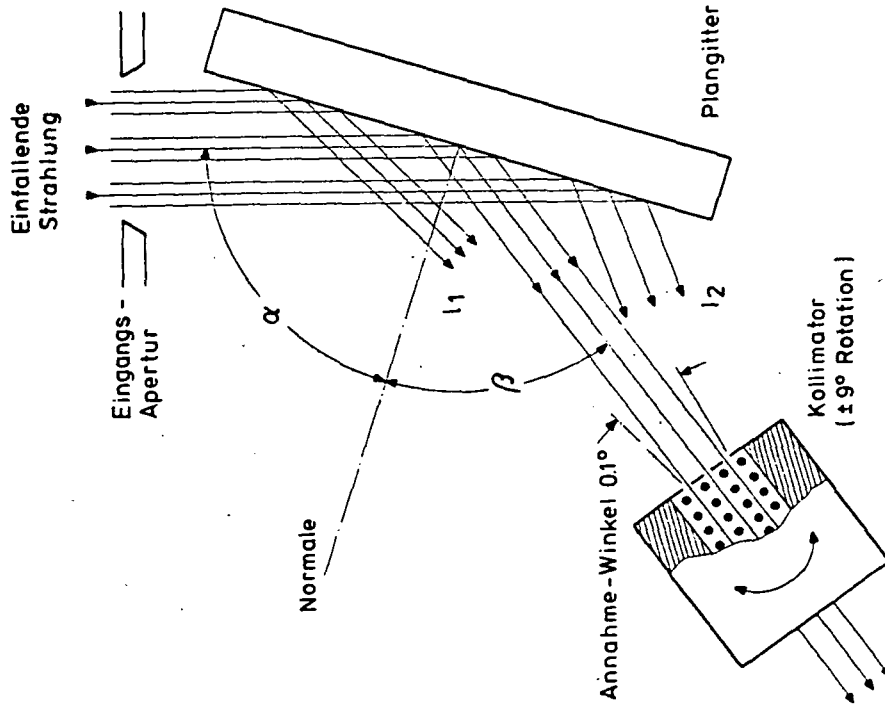


Abb. 8: Aufbau und Wirkungsweise des EUV-Spektrometers (schematisch).
linkes Bild: Sensor insgesamt; rechtes Bild: optische Komponenten. Die Komponenten der beiden Meßkanäle sind parallel angeordnet; beide Kollimatoren sind starr miteinander verbunden.

Stelle steht. Bei der Absorption eines EUV-Quants durch ein neutrales Molekül oder Atom kann aber nur dann ein Elektronen-Ionen-Paar gebildet werden, wenn die Quantenenergie größer als das Ionisierungspotential ist. Daraus folgt in der Atmosphäre eine obere Grenze für die Wellenlänge. Sie liegt, je nach Gas-Konstituent, jedenfalls unter 103 nm, aber für angeregte Sauerstoffmoleküle bei 106 nm. Bis zu dieser Wellenlänge mußte also der Meßbereich erstreckt werden.

Nach kurzen Wellenlängen zu gibt es im Sonnenspektrum einen sehr erheblichen Intensitätsabfall bei etwa 17 nm. Deshalb wurde der Wellenlängenbereich auf 106 ... 16 nm schließlich festgelegt.

In der benutzten HINTEREGGER'schen Anordnung konnte dieser Bereich mit einem einzigen Beugungsgitter nicht abgedeckt werden. Er wurde deshalb in zwei, etwas überlappende Bereiche aufgeteilt. Die Überlappung bot Vorteile bei der Eichung, aber auch für die spätere Interpretation, weil so redundante Meßwerte anfielen.

Realisiert wurde eine Anordnung mit zwei Strichgittern von 3600 bzw. 2100 Strichen/mm. Der Kollimator (ein Beugungsfilter) konnte in 492 Schritten um insgesamt 18° gedreht werden. Bei einem Einfallswinkel von $84,5^\circ$ und Ausfallswinkeln im Bereich 52 bis 70° bzw. 50 bis 68° wurden die Wellenlängenbereiche 57 bis 16 nm (Kanal 2) bzw. 106 bis 31 nm (Kanal 1) jeweils abgetastet. Die spektrale Auflösung lag, je nach Wellenlänge, zwischen 0,5 und 0,2 nm, was für aeronomische Bedürfnisse jedenfalls ausreicht.

3.2. 3 Meßmoden

Das Spektrometer ist mit seiner optischen Achse parallel zur Satelliten-Spinachse montiert. Deren Ausrichtung zur Sonne wird hauptsächlich durch die Luftreibung gestört; eine aktive Lageregelung hält die Abweichungen von der exakten Sonnenorientierung in dem Bereich zwischen $0,5^\circ$ und 5° . Messungen und theoretische Überlegungen (SCHMIDTKE et al., 1973) ergaben die Notwendigkeit der Einführung von zwei Meßmoden: Meßmode I für Ausrichtgenauigkeiten besser als $1,5^\circ$, dann konnte das Spektrum kontinuierlich gemessen werden; und Meßmode II für schlechtere Ausrichtung, dann konnte das Gerät nur noch in bestimmten Spinwinkelintervallen messen. Die Abb. 9 zeigt die Aufzeichnung eines Sonnenspektrums.

Der Meßmode III war hauptsächlich zur Nacheichung der Multiplier mittels eines radioaktiven Präparats (Beta-Strahler) bestimmt: Die Elektronenemission von ^{63}Ni löste Impulse aus. Unter Umschaltung von 10 Schwellwerten des Vorverstärkers zwischen $8 \cdot 10^{-15}$ und $5 \cdot 10^{-13}$ C wurde die Ausbeute der Multiplier ständig nachgemessen. Diese Messungen wurden während der Eichung des Gerätes begonnen und während der Satellitenmission weitergeführt.

In den Meßmoden IV und V wurde der Beugungsfilter-Kollimator auf Schrittnummer 210 gesetzt; dann wurden im Kanal 1 und 2 die starken Helium-Emissionen bei 30,4 nm bzw. 58,4 nm gemessen. Im Meßmode IV konnte beim Einschalten des Geräts, normalerweise bei Schattenausritt, die Extinktion dieser solaren Strahlung aufgezeichnet werden, die hauptsächlich durch atomaren Sauerstoff verursacht wird. Von den Messungen wurden die Dichteprofile des atomaren Sauerstoffs abgeleitet. Diese Wellenlängen konnten auch per Telekommando eingestellt werden (Meßmode V).

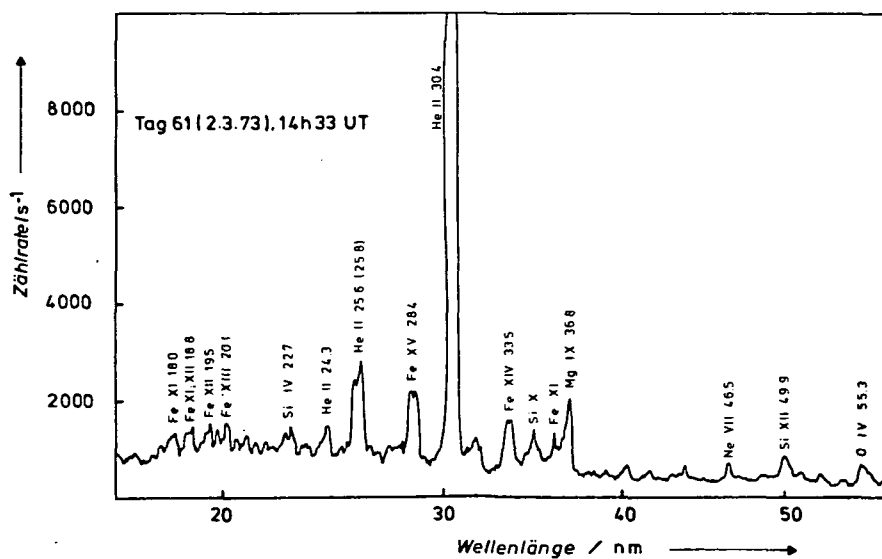
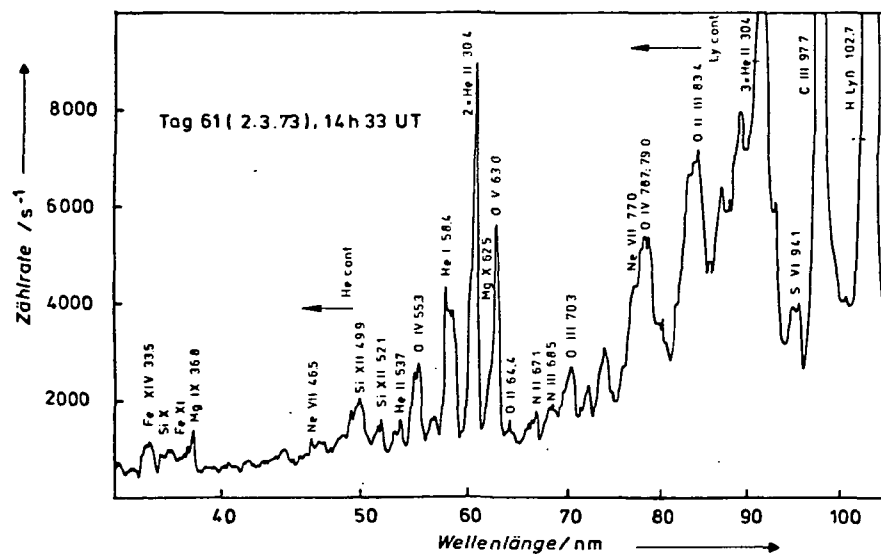


Abb. 9: Aufzeichnung eines Spektrums der solaren EUV-Strahlung in zwei überlappenden Meßkanälen. Kanal 1: 31 - 106 nm, Kanal 2: 16 - 57 nm

Eine Übersicht über die verschiedenen Meßmoden gibt die Tabelle 4.

Tabelle 4: Meßmoden des EUV-Spektrometers

Mode	Bedingung	Gerätefunktion	Meßgröße
I	Sonnenwinkel $\leq 1,5^\circ$	kontinuierliche Schrittschaltung	spektraler Strahlungsfluß
II	Sonnenwinkel $1,5^\circ \dots 5,0^\circ$	Schrittschaltung u. Messung dis- kontinuierlich, in Spinphasen- intervall	spektraler Strahlungsfluß
III	jeder 8. Um- lauf im Erd- schatten	a) wie Mode I danach: b) β^- -Strahlung von ^{63}Ni auf Multiplifier	a) Untergrund- Zählrate b) Pulshöhen- verteilung, Multiplifier- Ausbeute
IV	jeder Schat- tenaustritt (südl.)	30,4 nm und 58,4 nm, fest	Extinktion, daraus Dichte von atomarem Sauerstoff
V	durch Kommando	wie Mode IV	Sauerstoffdich- ten am nördl. Terminator

3.2. 4 Eichung

Die Labor-Eichung des Geräts geschah mit Hilfe der Strahlung des Elektronensynchrotrons in Bonn bei Synchrotronenergien zwischen 0,75 und 1,5 GeV. Durch Anwendung verschiedener Energien konnte der Anteil der höheren spektralen Ordnungen im Spektrum bestimmt und eine entsprechende Korrektur abgeleitet werden. Unterstützend wurden Labormessungen in Freiburg mit Hohlkathoden-Gasentladungs-

lampen durchgeführt. Sehr wichtig waren die Vergleiche der Eich-Messungen in den überlappenden Wellenlängenbereichen (57-31 nm). Abb. 10 zeigt die im Labor erhaltenen Eichkurven.

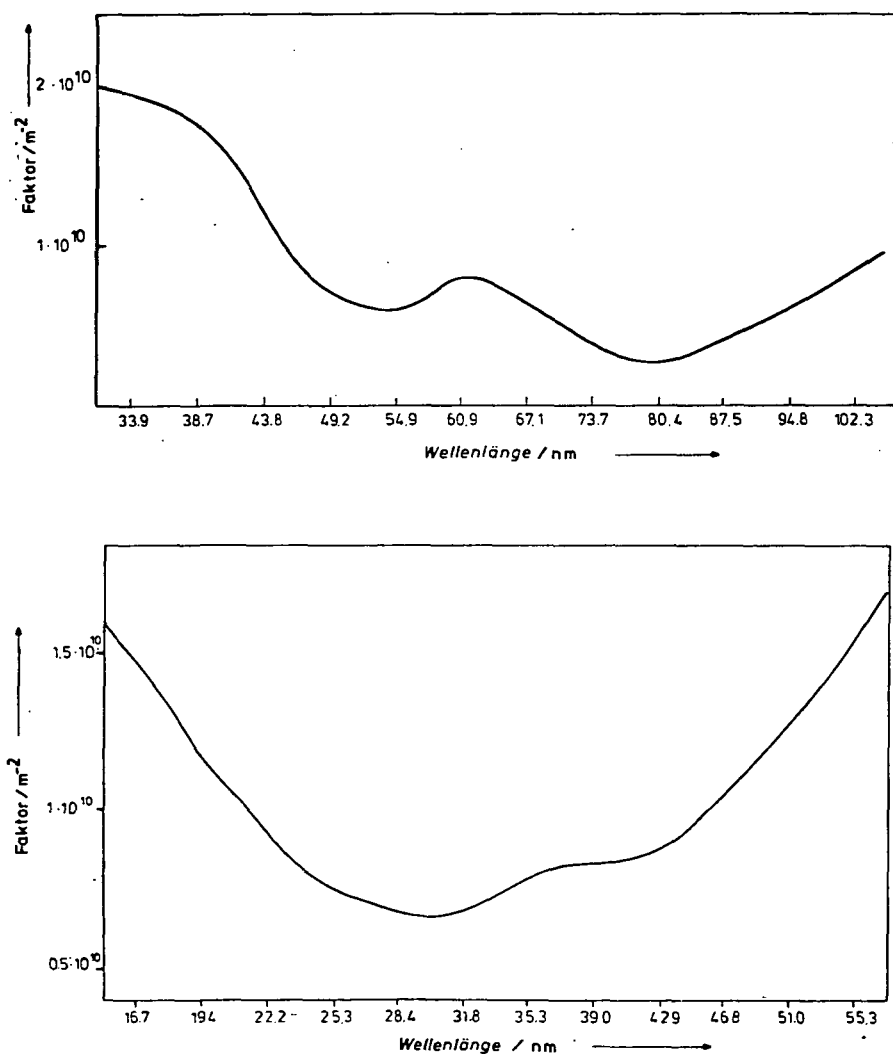


Abb. 10: Eichkurven des EUV-Spektrometers (Labormessung) für die beiden Meßkanäle 1 und 2.

Entscheidend für die Bestimmung der zeitlichen Veränderung der Eichparameter war die Nacheichung im Mode III. Zeigte doch die Ausbeute der Multiplier bereits bis zum Beginn

der Mission einen Abfall bis auf ca. 50% des Wertes während der Eichung. Diese starken Veränderungen sind möglicherweise auf die Beanspruchungen des Gerätes in dem verhältnismäßig langen Zeitraum zwischen der Experimentbereitstellung und dem Missionsbeginn zurückzuführen, insbesondere auf die Thermal-Vakuum-Tests. Die Veränderungen der Ausbeute während der Mission von AEROS-A sind in Abb. 11 dargestellt.

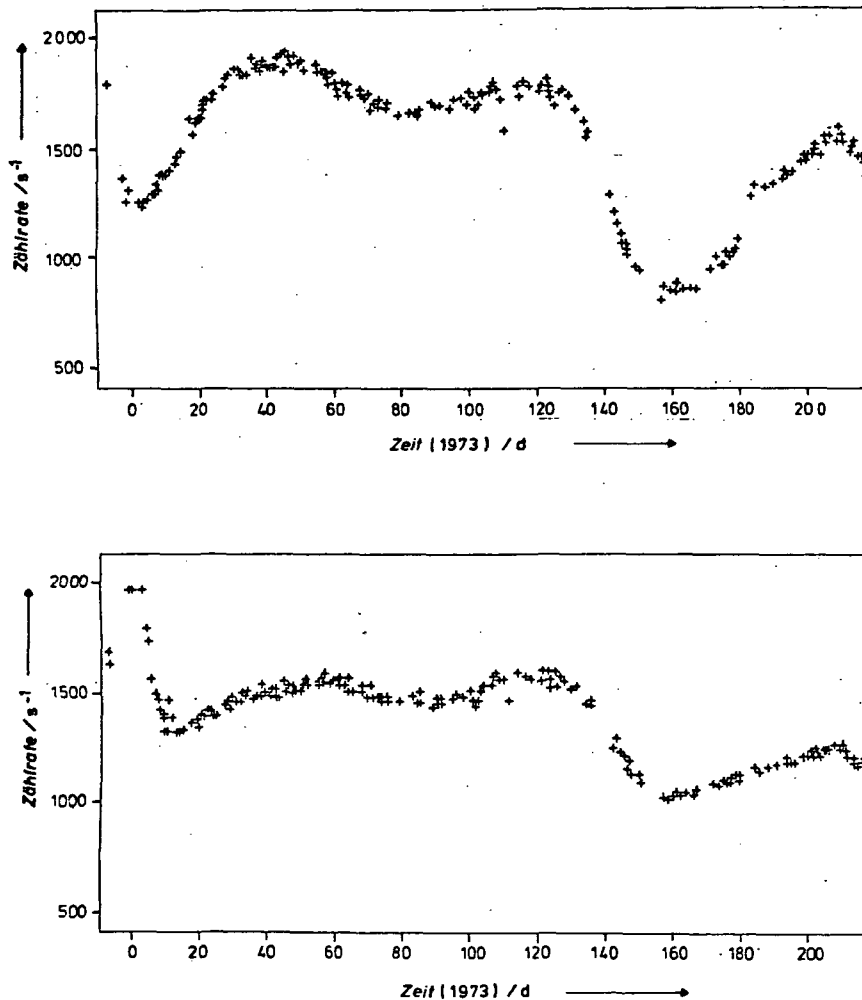


Abb. 11: Änderung der Multiplier-Ausbeute des EUV-Spektrometers im Verlauf der Mission von AEROS-A für die beiden Meßkanäle 1 und 2.

3.2. 5 Untergrundzählrate als Indikator für energiereiche Teilchenflüsse

In dem untersuchten Spektralbereich gibt es Regionen mit sehr geringer solarer Emission. Die dort beobachteten Zählraten sind instrumenteller Untergrund, der in der Regel über einen Orbit nahezu konstant ist. Im Gebiet östlich der südamerikanischen Küste wurden jedoch beträchtlich höhere Untergrund-Zählraten registriert. Als Ursache hierfür werden erhöhte Flüsse energiereicher, nicht näher identifizierter Teilchen angesehen, die infolge der lokalen Magnetfeld-Anomalie tiefer in die Erdatmosphäre eindringen.

Die statistische Analyse der Untergrund-Zählraten ergibt Informationen über die räumliche Verteilung dieser Teilchenflüsse (KNOLL et al., 1977). Durch Vergleich solcher Messungen von AEROS-A und von AEROS-B im gleichen Höhenbereich hat man über den Zeitraum von Januar 1973 bis August 1974 Veränderungen in der Struktur der Verteilung, u.a. eine Verlagerung des Intensitätsmaximums um ca. 3° in südöstlicher Richtung beobachtet.

3.3. Massenspektrometer für Neutralgas und Ionen (Neutral and Ion Mass Spectrometer = NIMS)

3.3. 1 Meßprinzip

Die für den Umfang der wissenschaftlichen Nutzlast bei AEROS gesetzten Grenzen machten die Entwicklung eines kombinierten Massenspektrometers erforderlich, mit dem zugleich die neutrale und die ionisierte thermische Komponente der oberen Atmosphäre hinsichtlich ihrer Dichte und Zusammensetzung analysiert werden konnten. Es wurde ein Quadrupol-Massenfilter gewählt; dieser Typ von Masseanalytator hat sich bei Satellitenmissionen vielfach bewährt.

Die Selektion von neutralen bzw. positiv geladenen atmosphärischen Teilchen erfolgt durch Umschalten der Blendenpotentiale an der Ionenquelle. Durch Beschuß mit Elektronen (75 eV) aus einer Glühkathode wird dort das Gas ionisiert. Die zu analysierenden - atmosphärischen oder sekundär durch Elektronenbeschuß erzeugten - Ionen werden im anschließenden Quadrupolfeld bei überlagerter Hochfrequenz- und Gleichspannung durch Variation der Spannungsamplituden nach ihrer spezifischen Ladung e/m getrennt. Die aus dem Filter austretenden Ionenströme werden gleichzeitig durch zwei Nachweissysteme registriert: ein Auffängergitter mit angeschlossenem linearem Elektrometerverstärker und ein Sekundärelektronenvervielfacher mit nachgeschaltetem Elektrometer logarithmischer Kennlinie. Der dynamische Bereich von mehr als 6 Dekaden erlaubt es, die mit stark unterschiedlichen Häufigkeiten vorkommenden Konstituenten über einen ausreichend großen Höhenbereich zu erfassen. Der lineare Meßkanal dient hauptsächlich zur Überwachung der Multiplier-Verstärkung, die sich im Verlauf der Satellitenmission geändert hat, was bei der Auswertung zu berücksichtigen ist.

Die Konfiguration des Massenspektrometers zeigt die Abb. 12. Die ganze Anordnung ist ultrahochvakuumrein und in einem Behälter untergebracht, der erst nach dem ersten starken Ausgasen des Satelliten, jeweils einige Tage nach den Starts, durch Absprengen einer Schutzhaube geöffnet wurde. Ein geerdetes Gitter vor dem Spektrometereingang schirmt die Blendenpotentiale nach außen ab, um unkontrollierte Aufladung des Satellitenkörpers zu verhindern.

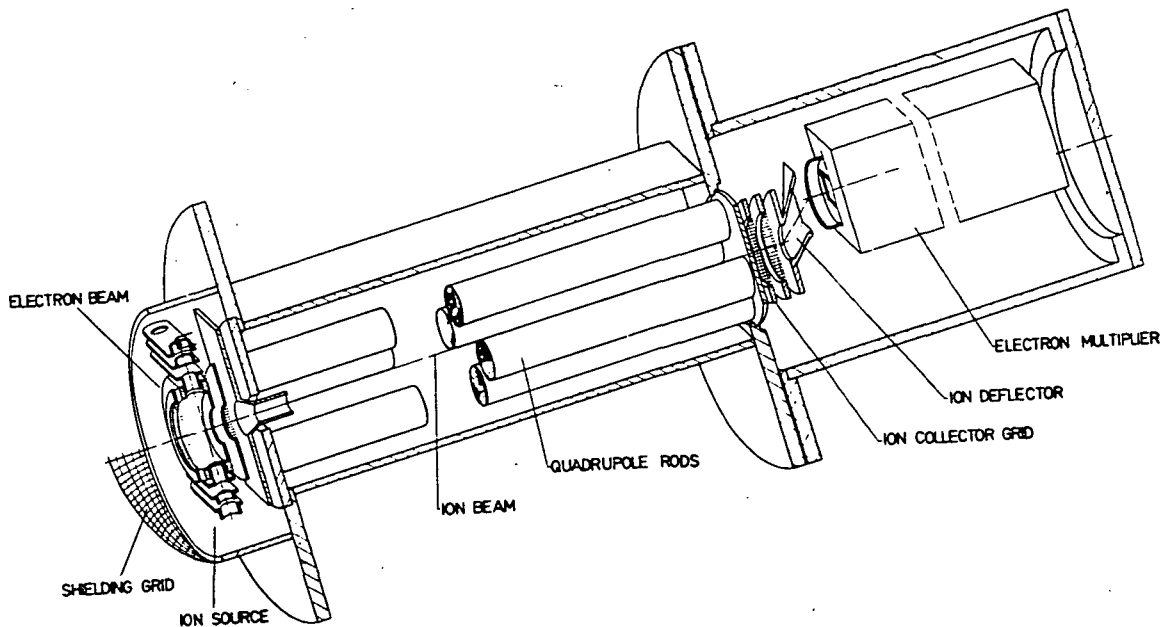


Abb. 12: Aufbau des Massenspektrometers NIMS.

3.3. 2 Messung von Gaspartialdichten

Die Herleitung der atmosphärischen Teilchendichten aus den aufgezeichneten Ionenströmen erfolgt in zwei Schritten. Die im Labor durchgeführte Eichung, wo die Fluginstrumente bei bekannten 'statischen' Drücken verschiedener Gasarten betrieben wurden (KRANKOWSKY et al., 1974), stellt den Zusammenhang zwischen dem Meßsignal und der effektiven Partialgasdichte in der Ionenquelle her.

Die Relation zwischen den Teilchendichten in der mit Satellitengeschwindigkeit bewegten Ionenquelle und denen in der umgebenden ungestörten Atmosphäre läßt sich aufgrund der kinetischen Theorie der Molekularströmung berechnen. Sie hängt wesentlich vom Verhältnis der Normalkomponente der Satellitengeschwindigkeit zur thermischen Geschwindigkeit der Gasteilchen ab; der mathematische Formalismus basiert auf Arbeiten von AVERY (1964) und HEDIN et al. (1964). Wegen der Ionenmessung wurde eine halboffene Geometrie gewählt; die Berechnung ist etwas komplizierter als für die bei reinen Neutral-Massenspektrometern üblicherweise verwendeten 'geschlossenen' Ionenquellen mit kleiner Öffnung.

Für die Messung reaktiver Gase spielen Umwandlungen an den Wänden der Ionenquelle eine besondere Rolle. Das in dem Höhenbereich häufigste Gas, atomarer Sauerstoff, belädt die Edelstahl-Oberflächen nach kurzer Zeit mit einer Schicht adsorbierter O-Atome, so daß praktisch alle auftretenden O-Atome an der Wand rekombinieren und als O₂ nachgewiesen werden (LAKE und KRANKOWSKY, 1975). Das in viel geringerer Konzentration vorkommende atmosphärische O₂ ist deshalb nicht meßbar. Auch atomarer Stickstoff rekombiniert mit dem adsorbierten Sauerstoff zu NO und wird als solches nachgewiesen (JOOS, 1977).

Die meßbaren neutralen Konstituenten sind demnach: He, N, O, N₂ und Ar. Bei AEROS-A konnten wegen geringerer Empfindlichkeit nur die beiden Hauptkonstituenten O und N₂ ständig gemessen werden. Auf anderen Masselinien beobachtete Intensitäten sind Verunreinigungen, mehrfach ionisierte oder bei der Ionisierung dissoziierte Partikel, die für diagnostische Untersuchungen interessant sind.

Die Grenzhöhen für gut auswertbare Messungen sind unterschiedlich. Sie betragen etwa 650 km für O und He, 500 km für N₂, 350 km für N und 300 km für Ar und schwanken mit dem Zustand der Thermosphäre in Abhängigkeit von Jahreszeit, Breite, Ortszeit und magnetischer Aktivität.

3.3. 3 Messung der Ionen-Zusammensetzung

Die besondere Schwierigkeit bei der Ionenmessung ist die starke Abhängigkeit der Meßempfindlichkeit von der Anströmungsrichtung. RÜHLE (1976) hat versucht, ein Ionensammelmodell auf der Grundlage gaskinetischer Betrachtungen herzuleiten, so daß die Beobachtungen des Massenspektrometers mit denen der anderen Plasmaexperimente von AEROS (Elektronendichte von der Impedanzsonde; Ionenpartialdichten und -temperatur vom Gegenspannungsanalysator) in Einklang gebracht werden. Dies ist nur teilweise gelungen; prinzipielle Grenzen sind durch die Genauigkeit der Lagewinkelbestimmung, die Existenz von Ionenwinden und die für die Ionenmessung nicht optimale Orientierung des Satelliten gesetzt.

Es erscheint aussichtsreich, brauchbare Informationen über die relativen Häufigkeiten der leichtesten Ionen H⁺ und He⁺ zu gewinnen, weil deren größere thermische Geschwindigkeiten die Winkelabhängigkeit vermindern.

3.3 4 Meßprogramm

Mit dem Massenspektrometer erhält man auswertbare Signale nur dann, wenn das Instrument von vorn angeströmt wird, d.h. wenn seine Achse einen kleinen Winkel zur Bahntangente bildet. Diese Bedingung ist nur für eine bestimmte Phase einer Spinumdrehung des Satelliten erfüllt. Die spinsynchrone Meßdatenübertragung von AEROS bewirkt, daß die 650 ms dauernde Meßphase den jeweils kleinsten Anströmungswinkeln innerhalb der 6 s langen Spinperiode entspricht.

Während dieser 650 ms wird ein ganzes Massenspektrum aufgezeichnet, das aus 13 ausgewählten Massen besteht (1, 4, 8, 12, 14, 16, 18, 20, 28, 30, 32, 40 und 44). Abwechselnd wird ein Spin Neutralgas und ein Spin Ionen gemessen. Der Abstand zwischen Meßpunkten desselben Konstituenten beträgt dabei 12 s, das entspricht einer Horizontalentfernung von weniger als 100 km.

Ein alternativer Betriebsmode war die Neutralgasmessung alle 6 s, unter Verzicht auf Ionenmessungen. Diese verbesserte räumliche Auflösung ist vorteilhaft für die Untersuchung örtlich begrenzter Strukturen in der Thermosphäre, und sie wurde insgesamt mehrere Monate lang während der AEROS-B Mission benutzt.

Ein für diagnostische Zwecke (Untergrundbestimmung) wichtiger Betriebsmode führt 'Rundum'-Messungen durch, d.h. zehn gleichartige Spektren während einer vollen Spinumdrehung. Wegen der festen Datenübertragungsrates muß eine Zwischenspeicherung mit entsprechend langer Meßpause eingeschoben werden. Bei AEROS-A, wo die Spinsynchronisierung gestört war, konnte nur dieses Meßprogramm verwendet werden. Die damit erreichte räumliche Auflösung (Abstand zwischen aufeinanderfolgenden gleichartigen Meßpunkten) beträgt ca. 2400 km.

3.4. Neutralgastemperatur-Experiment (Neutral Atmosphere Temperature Experiment = NATE)

3.4. 1 Meßprinzip

Mit diesem Experiment wird die Geschwindigkeitsverteilung neutraler Teilchen und damit die kinetische Temperatur des Atmosphärgases gemessen (SPENCER et al., 1974). Es wurde vor AEROS bereits auf dem Satelliten San Marco 3 angewendet und ist später für die Atmosphere Explorer Satelliten weiterentwickelt worden (SPENCER et al., 1973).

Der Gasdruck in einer Kammer, die mit der Atmosphäre über eine scharfkantige Öffnung verbunden ist, wird durch die Spindrehung des Satelliten in charakteristischer Weise moduliert. Entscheidend ist der Parameter

$$s \cdot \cos \alpha = \frac{V \cdot \cos \alpha}{\sqrt{2kT_a/m}}$$

d.h. das Verhältnis der Normalkomponente der Satellitengeschwindigkeit zur wahrscheinlichsten thermischen Geschwindigkeit der Gaspartikel in der Atmosphäre; T_a ist die zu bestimmende Atmosphärentemperatur. Das Verhältnis der Gasdichten innerhalb und außerhalb der Kammer ist durch die Funktion

$$\frac{N_i}{N_a} = \left(\frac{T_a}{T_i} \right)^{1/2} \cdot F(s \cos \alpha)$$
$$= (T_a/T_i)^{1/2} \cdot [\exp(-s^2 \cos^2 \alpha) + \sqrt{\pi} \cdot s \cdot \cos \alpha (1 + \operatorname{erf}(s \cos \alpha))]]$$

gegeben. Die Abb. 13 veranschaulicht die Geometrie der Anordnung und den Verlauf der Spinmodulation für den

Sonderfall, daß die Spinachse senkrecht zum Flugvektor ausgerichtet ist. Während bei Anströmung in Vorwärtsrichtung ($s \cdot \cos \alpha \geq 2$, $F(s) \rightarrow 2 \sqrt{\pi} \cdot s$) die Temperaturabhängigkeit verschwindet und bei Rückwärtsbewegung die Dichte unmeßbar klein wird, ist in einem kleinen Winkelbereich um $\alpha = 90^\circ$ die noch meßbare Dichte zur Quadratwurzel der Temperatur proportional ($F(0) = 1$).

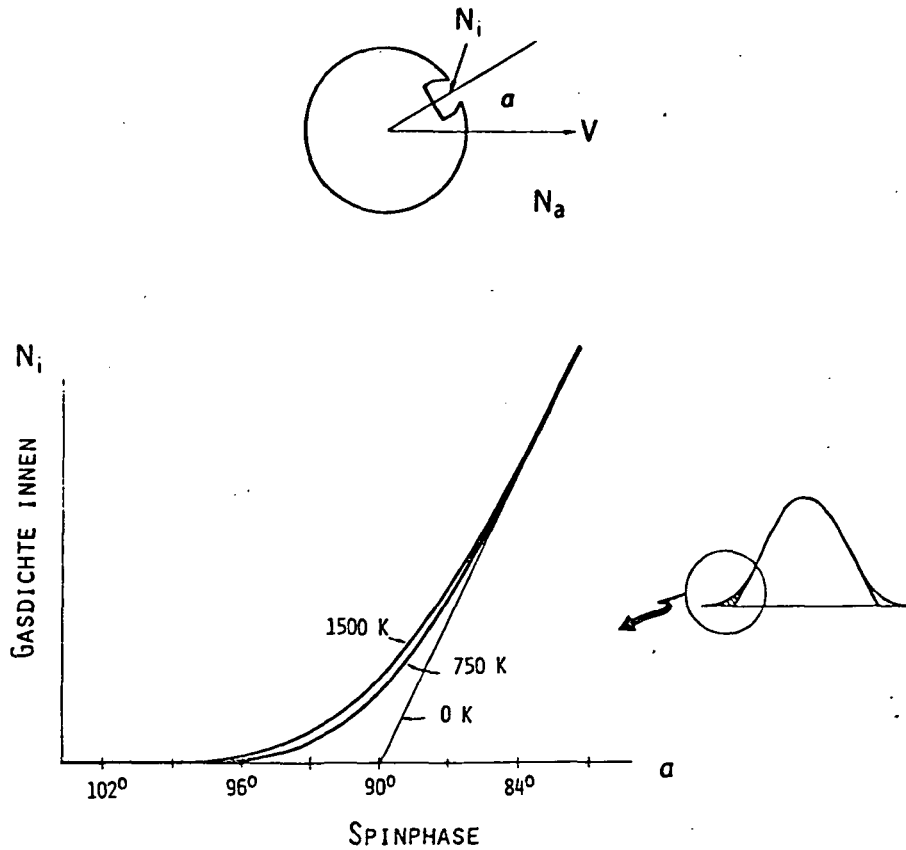


Abb. 13: Modulation des Gasdrucks in einer zum Außenraum geöffneten Kammer auf einem rotierenden Satelliten; Einfluß der kinetischen Temperatur bei streifender Anströmung (N_i = innere Gasdichte, N_a = äußere Gasdichte, α = Spinphasenwinkel, V^a = Geschwindigkeitsvektor des Satelliten).

Zur Analyse benutzt man das inerte Gas N_2 , das - im Gegensatz zu dem häufigeren Sauerstoff - an den Wänden nicht adsorbiert wird und die extremen Dichteschwankungen während einer Spinperiode praktisch hysteresefrei erfährt. An die Kammer ist deshalb ein Massenspektrometer angeschlossen, das fest auf die Masse 28 abgestimmt ist. Es handelt sich dabei auch um ein Quadrupol-Massenfilter, das ähnlich wie das in Kapitel 3.3. beschriebene Instrument aufgebaut ist und von SPENCER et al. (1974) ausführlich beschrieben ist.

Dieses Experiment ist auch darauf eingerichtet, andere Massen als die von N_2 zu beobachten; ein spezieller Betriebsmode ergibt eine Sequenz, welche die wichtigsten atmosphärischen Konstituenten mit erfaßt.

3.4. 2 Messungen der atmosphärischen Zusammensetzung

Bei AEROS-A war infolge der gestörten Spinsynchronisierung keine kontinuierliche Temperaturmessung möglich, das Experiment wurde stattdessen als Massenspektrometer eingesetzt. Die gemessenen Konstituenten sind He, O, N_2 und Ar. Die Meßdauer für ein ganzes Spektrum beträgt 1 Minute, das ergibt eine räumliche Auflösung von knapp 500 km. Die Prozeduren zur Auswertung entsprechen weitgehend den in Kap. 3.3. Abschn. 2 beschriebenen, wobei hier die geschlossene Ionenquellengeometrie eine Vereinfachung bringt.

3.4. 3 Messungen der kinetischen Gastemperatur

Solche Messungen konnten nur bei AEROS-B durchgeführt werden. Man erhält zwischen 1 und 10 Temperatur-Meßpunkte pro Minute. Vergleiche mit der aus der N_2 -Dichte bei angenommenem Diffusionsgleichgewicht abgeleiteten Thermo-

sphärentemperatur (siehe Kap. 4.2. Abschn. 3) zeigen relativ gute Übereinstimmung, solange in der Thermosphäre keine mit magnetischer Aktivität korrelierten lokalen Störungen beobachtet werden (CHANDRA et al., 1976). Die gemessenen kinetischen Temperaturen sind daher als zuverlässig anzusehen, mit einer Meßgenauigkeit von etwa ± 50 K. Die instrumentelle Empfindlichkeit beschränkt die Methode jedoch auf Höhen unterhalb 300 km.

Mit AEROS-B wurden in den ersten beiden Missionswochen vollständige Orbits, später nur Passagen über Datenempfangsstationen aufgezeichnet. Nur von den vollständigen Meßumläufen (ca. 100 Orbits) wurden die Temperaturmessungen ausgewertet.

3.5. Gegenspannungsanalysator (Retarding Potential Analyzer = RPA)

Zu Beginn der Entwicklung des AEROS Gegenspannungsanalysators lagen verschiedene Sondenmessungen in der Ionosphäre vor. Die Raumfahrzeuge waren vorwiegend mit Langmuir-Sonden ausgestattet (SPENCER et al., 1965; WRENN et al., 1962). Eine Mehrfachgitteranordnung wurde von HINTEREGGER (1960) erstmals auf einer Rakete erprobt. Mit ähnlichen Anordnungen wurden Ionenmessungen von DONLEY (1963) ausgeführt. Später folgten dann verschiedene planare Proben auf Satelliten. Die ersten derartigen Ionen-temperaturmessungen wurden von KNUDSEN und SHARP (1967) gezeigt; weitere Messungen (DONLEY, 1969; HANSON et al., 1970) folgten.

Diese ersten Ergebnisse von Plasmasonden erbrachten große Diskrepanzen gegenüber den vom Boden aus gemessenen Daten der 'Incoherent Scatter' Stationen. Die Elektronentemperaturen der Satellitensonden waren oft mehr als 1000 K zu hoch (CARLSON und SAYERS, 1970; HANSON et al., 1969; BOOKER et al., 1970). Nicht besser war das Ergebnis der ersten direkten Messungen von Ionen-temperaturen. Hier stellte sich ebenfalls heraus, daß die gemessenen Ionen-temperaturen der Sonden etwa doppelt so hoch herauskamen wie aufgrund theoretischer Überlegungen erwartet wurde (HANSON und McKIBBIN, 1961). Hieraus ergab sich, daß die Meßmethoden verbessert und neue Wege beschritten werden mußten, um zu richtigen Ergebnissen zu kommen. Der AEROS Gegenspannungsanalysator konnte deshalb nicht nach solchen Vorbildern gebaut werden. Ausgehend von der HINTEREGGER'schen Mehrgittersonde wurden alle Details des Experiments auf ihre Zweckmäßigkeit geprüft und gegebenenfalls modifiziert (SPENNER und DUMBS, 1974; SPENNER, 1978).

3.5. 1 Meßprinzip

Der AEROS Gegenspannungsanalysator besteht aus einem flachen becherförmigen Gehäuse, in das verschiedene hochtransparente Gitter eingebaut sind, wie die Abb. 14 schematisch zeigt.

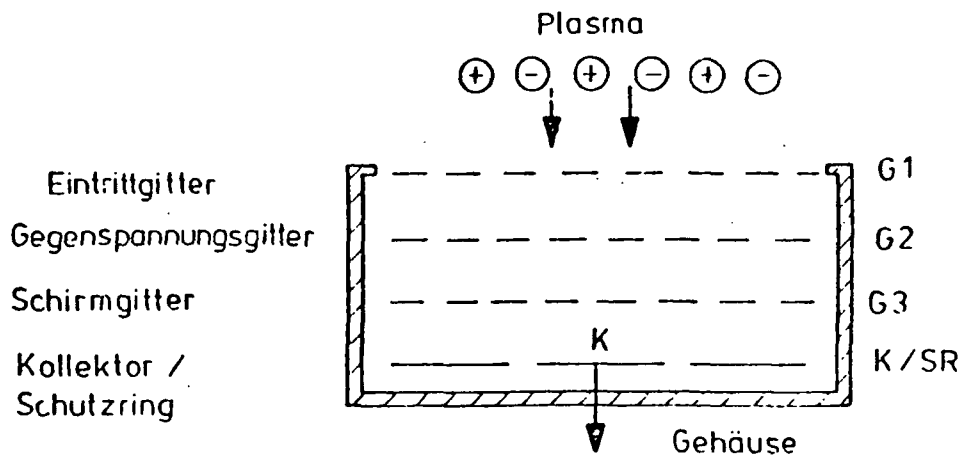


Abb. 14: Anordnung der Gitter und Elektroden des planaren Gegenspannungsanalysators.

Die von vorne einfallenden Plasmateilchen, Elektronen oder Ionen, treten durch das Eintrittsgitter G1 und laufen gegen eine Spannung am Gitter G2 an. Nur die Teilchen, deren gerichtete Energie größer ist, als sie der jeweiligen Gegenspannung entspricht, können das Gegenspannungsgitter G2 passieren und den Kollektor erreichen, wo sie mittels eines Elektrometers nachgewiesen werden. Schirmgitter G3 und Kollektor K sind stets so gepolt, daß die gewählte Teilchenart (z.B. die Elektronen) angezogen werden. Durch geeignete Wahl der Schirmgitter- und Kollektorspannung läßt sich die positive und negative Plasmakomponente trennen. Die Spannung am Gegenspannungsgitter G2 wird zur Bestimmung der Strom-Spannungs-Kurve variiert, ähnlich wie bei einer Lang-

muir-Sonde, wobei aber beim Gegenspannungsanalysator der Strom auf einem getrennten Kollektor nachgewiesen wird. Das zwischen Gegenspaltungsgitter G2 und Kollektor geschaltete Schirmgitter G3 vermindert die kapazitive Kopplung, die zu einem induzierten Kollektorstrom durch die Gegenspannungsänderung führt. Weiter unterdrückt es die auf dem Kollektor erzeugten Sekundärelektronen.

Das Eintrittsgitter wird bei der Ionenmessung auf Satellitenpotential gelegt, um das elektrische Feld des Bremsgitters gegen das umgebende Plasma abzuschirmen. Damit wird vermieden, daß eine variable positive Gegenspannung einen hohen Elektronenstrom anzieht, der dann die Aufladung des Raumfahrzeugs in Abhängigkeit von der jeweiligen Gegenspannung verschiebt und dadurch den Absolutwert der Spannung gegenüber dem Plasma laufend verändert. Bei der thermischen Elektronenmessung läßt sich das Eintrittsgitter nicht mit dem Satellitenpotential verbinden, da das Raumfahrzeug innerhalb der Ionosphäre negativ aufgeladen ist und man nur mit einer gegenüber dem Raumfahrzeug positiven Spannung den niederenergetischen Teil des Elektronenspektrums messen kann. Wir haben deshalb im thermischen Elektronenmode das Eintrittsgitter mit dem Gegenspaltungsgitter verbunden, so daß bei ausreichend positiver Gegenspannung die negative Aufladung des Raumfahrzeugs kompensiert wird. Im suprathemischen Elektronenmode (Gegenspannung bis -28 V) liegt das Eintrittsgitter dagegen auf $+12$ V (bei AEROS-B), um die Erzeugung von Sekundärelektronen durch im Gegenfeld beschleunigte Ionen zu vermeiden (siehe auch Kap. 4.3 Abschn. 1.1.3.2).

Die Kollektorscheibe ist von einem konzentrischen Schutzring umgeben, der auf gleichem Potential wie der Kollektor liegt. Auf den Kollektor treffen i.a. nur solche Plasmateilchen, die den Sensor und die Gitter etwa im Zentrum

passiert haben und die die an den Rändern auftretenden Feldverzerrungen nicht gesehen haben. Damit bestimmt die Größe der Kollektorscheibe den Meßstrom, im Gegensatz zu den bisher verwendeten Sensoren (HANSON et al., 1970; SERBU, 1965; KNUDSEN, 1966), wo ein kleines Loch in der Frontplatte des Sensors den Meßstrom bestimmt und der Kollektor nahezu den Sensordurchmesser hat. Der Vorteil der bei AEROS verwendeten Anordnung mit großer Eintrittsöffnung liegt darin, daß längs der ganzen Gitteroberfläche eine weitgehend homogene planare Feldverteilung zu erwarten ist.

Die Abb. 15 zeigt den Sensoraufbau maßstabgetreu. Mit dieser Meßanordnung lassen sich aus den für Ionen und Elektronen getrennt bestimmten U-I Kurven aufgrund sondentheoretischer Überlegungen die folgenden Parameter bestimmen:

- (a) Elektronendichte n_-
- (b) Ionendichte n_+
- (c) Elektronentemperatur T_-
- (d) Ionentemperatur T_+
- (e) Ionenpartialdichten n_{i+} der Hauptkonstituenten
- (f) differentielles Energiespektrum der Elektronen $f(E)$
- (g) integraler Elektronenfluß $F(E)$
- (h) Satellitenaufladung V_S

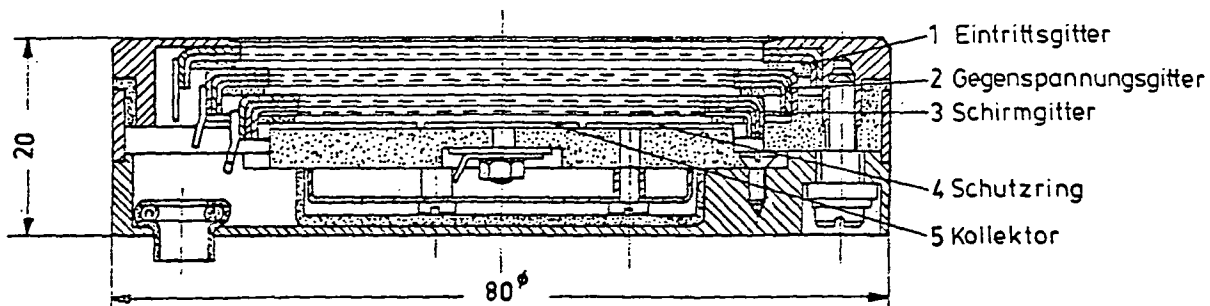


Abb. 15. Schnitt durch den Sensor des Gegenspannungs-

3.5. 2 Sensoranordnung

Der Satellit fliegt im Orbit mit Überschallgeschwindigkeit, d.h. schneller als die mittlere thermische Ionengeschwindigkeit. Hinter dem Satelliten bildet sich eine verdünnte Gas- und Plasmazone, die sehr verschieden von den ungestörten Verhältnissen ist. Geophysikalisch signifikante Messungen können daher nur auf der angetrömmten, vorderen Seite erhalten werden.

Die polare AEROS-Bahn führt dazu, daß sich der Anström-
winkel zwischen Figuren-
achse des rotierenden
Satelliten und Flug-
richtung über dem Orbit
verändert. In Abb. 16 ist

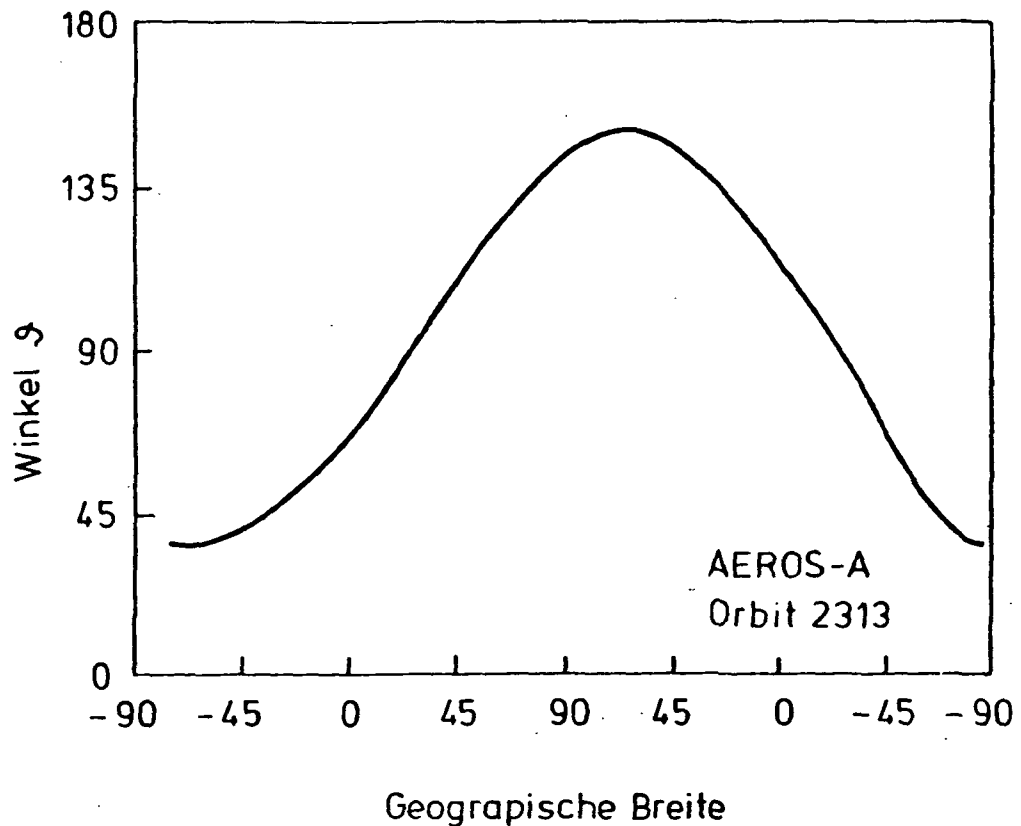


Abb. 16: Änderung des Winkels zwischen Spinachse und Flugrichtung des Satelliten über einen Bahnlauf.

der Winkel zwischen positiver Figurenachse (in Richtung Sonne) und Anströmung abhängig von der geographischen Breite dargestellt. Man erkennt daraus sofort, daß der Sensor für sinnvolle Anströmwinkel nicht in Figurenachse zeigen darf. Die notwendige Drehung zur Figurenachse hat aber zur Folge, daß der Anströmwinkel im Spintakt variiert und sich so aus Rotations- und Elevationswinkel zusammensetzt.

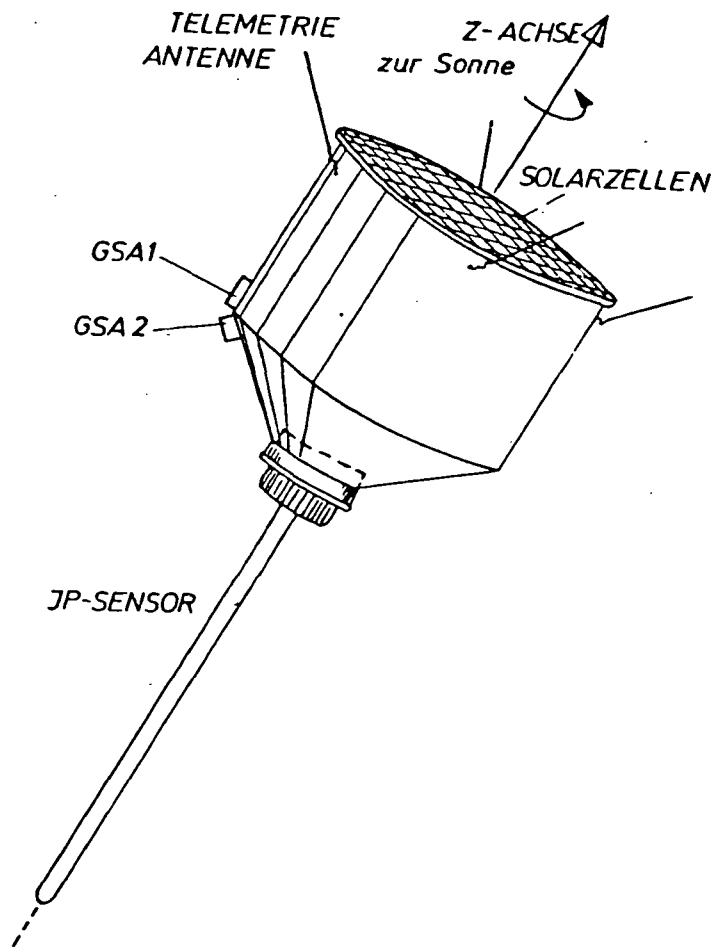


Abb. 17: Anordnung der Sensoren des Experiments Gegenspannungsanalysator.

Wegen der starken Abhängigkeit des Meßstroms vom Anström-
winkel muß dieser für eine sinnvolle Energieauflösung
kleiner als etwa 40° bleiben, was mit einem Sensor über
den ganzen Orbit nicht möglich ist. Wir haben daher
2 Meßköpfe verwendet, die gegenüber der Figurenachse des
Satelliten um 92° bzw. 135° geneigt sind und auf dem
gleichen Meridian liegen. Die gewählte Sensoranordnung auf
dem Satelliten ist in Abb. 17 dargestellt. Durch Umschalten
auf den besser angeströmten Sensor konnte über der ganzen
Nordhalbkugel und dem überwiegenden Teil der Südhalb-
kugel unter relativ günstigen Anströmwinkeln gemessen wer-
den. Die asymmetrische Anordnung vermeidet, daß solares
UV-Licht in die Sensoren gelangt und dort störende Photo-
elektronen erzeugt.

3.5. 3 Meßmoden

Die Durchführung der zahlreichen Meßaufgaben erfordert
die Aufteilung des Meßprogramms in verschiedene Meßmoden
mit entsprechenden Spannungen am Sensor. Zunächst teilen
sich die Messungen in einen Ionenmode I und Elektronen-
mode E auf. Bei den Elektronen sollen jedoch nicht nur die
thermischen, niederenergetischen Elektronen (Energie zwi-
schen 0,04 und 0,4 eV), sondern auch die suprathemischen
Elektronen bis etwa 30 eV mitgemessen werden. Dazu teilten
wir den Elektronenmode in einen E1-Mode für suprathermi-
sche Elektronen mit geringer Energieauflösung und einen
E2-Mode für thermische Elektronen mit hoher Energieauflö-
sung. Ein spezieller Eichmode zur Überprüfung aller Sensor-
spannungen und Gerätefunktionen ist dem Meßprogramm an-
gegliedert.

Die Anzahl der Meßpunkte ist für jeden Mode gleich. Die 80
in festen Stufen durchlaufenden Gegenspannungswerte sind

mit der Telemetrieabfrage des Elektrometerausgangs synchronisiert. Die an den Sensorgittern in Abhängigkeit vom Mode anliegenden Spannungen in Volt sind in Tabelle 5 zusammengestellt.

Tabelle 5: Gitterspannungen des RPA-Experiments (in Volt)

	E1	E2	I
G1 Eintrittsgitter	0/12	2,2+-2,8 ⁺	0
G2 Gegenspannungsgitter	7,8+-28	2,2+-2,8 ⁺	0+13,5 ⁺
Stufenhöhe	0,45	0,16/0,04	0,06/0,18/0,46
G3 Schirmgitter	14	14	-28
K Kollektor	28	28	-14

⁺Spannung bezogen auf Referenzspannung U_{Ref} aus Mode E1

Im E1-Mode beginnt die Gegenspannung bei 7,8 V. Der große positive Spannungsbereich erlaubt es, die negative Aufladung des Satelliten zu kompensieren. Wenn auch die erwartete negative 'freie Spannung' U_f kleiner als 1 V sein sollte, so haben sich doch mehrere Satelliten auf über -10 V aufgeladen. Häufig waren wohl positive Spannungen an den Solarzellen, die nicht gut isoliert waren, die Ursache für die hohe Aufladung. Wenn wir trotzdem die Gegenspannung nicht auf so hohe Werte ausgedehnt haben, so deshalb, weil bei Aufladungen oberhalb von 8 V die Störung durch den Satelliten auf die Umgebung so groß wird, daß keine signifikanten Messungen mehr zu erwarten sind. Dafür haben wir großen Wert auf die gute Isolierung aller positiven Spannungen am AEROS gelegt.

Eine typische U-I Kurve für den E1-Mode ist in Abb. 18a halblogarithmisch dargestellt. Der Sättigungsstrom fällt mit zunehmender Spannung allmählich ab. Sobald die Gegenspannung etwa den Wert des Plasmapotentials erreicht hat, fällt der Strom abrupt über mehrere Größenordnungen ab. Daran schließt sich ein weiterer Bereich geringer Stromabnahme an, der die suprathemische Elektronenverteilung beschreibt. Der steile Abfall der U-I Kurve kennzeichnet den thermischen Bereich der Elektronen mit Energien von wenigen Zehntel eV und gibt gleichzeitig näherungsweise den Wert des Plasmapotentials an.

Im E1-Mode wird daraus eine Referenzspannung U_{Ref} bestimmt, die demjenigen Stromwert der U-I Kurve entspricht, bei dem der Strom auf $1/36$ seines ersten Wertes abgefallen ist. Wie Abb. 18a zeigt, liegt diese Referenzspannung gerade im Bereich des steilen Stromabfalls und entspricht daher ungefähr dem Plasmapotential.

Zur Temperaturbestimmung der thermischen Elektronen ist die Auflösung des E1-Modus (0,45 V) nicht ausreichend. Wir durchfahren deshalb im E2-Mode den Bereich des steilen Stromabfalls noch einmal mit besserer Auflösung (0,16 V). Mit Hilfe der gespeicherten Referenzspannung, die wir der Gegenspannung überlagern, reicht es aus, einen nur kleinen Spannungsbereich von 2,2 bis -2,8 V zu durchlaufen. Unabhängig von der Satellitenaufladung sucht sich die Referenzautomatik dabei immer den steilen thermischen Anteil der U-I Kurve heraus. Die Abb. 18b zeigt den aus der E1-Kurve ausgeblendeten thermischen Teil, der im E2-Mode besser aufgelöst wird.

In ähnlicher Weise wie beim E1-Mode wird beim E2-Mode der Stromwert festgehalten, der $1/6$ des Anfangswertes beträgt. Daran schließen nun 32 Feinschritte (0,04 V) an,

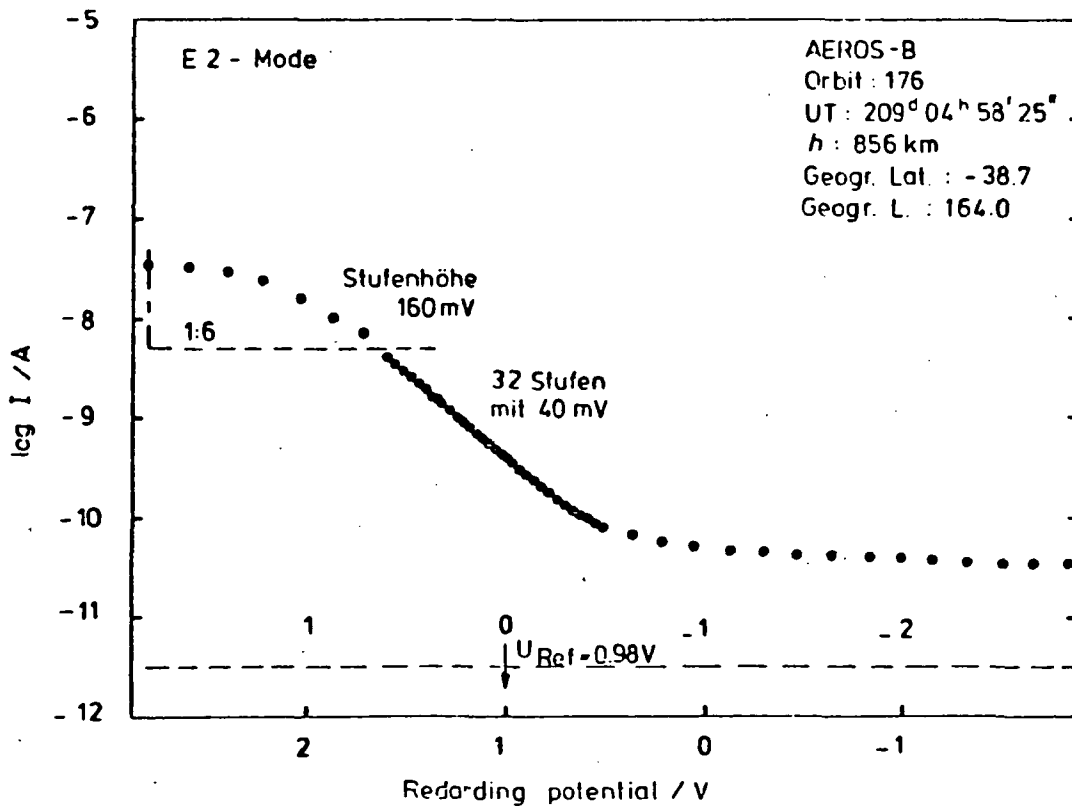
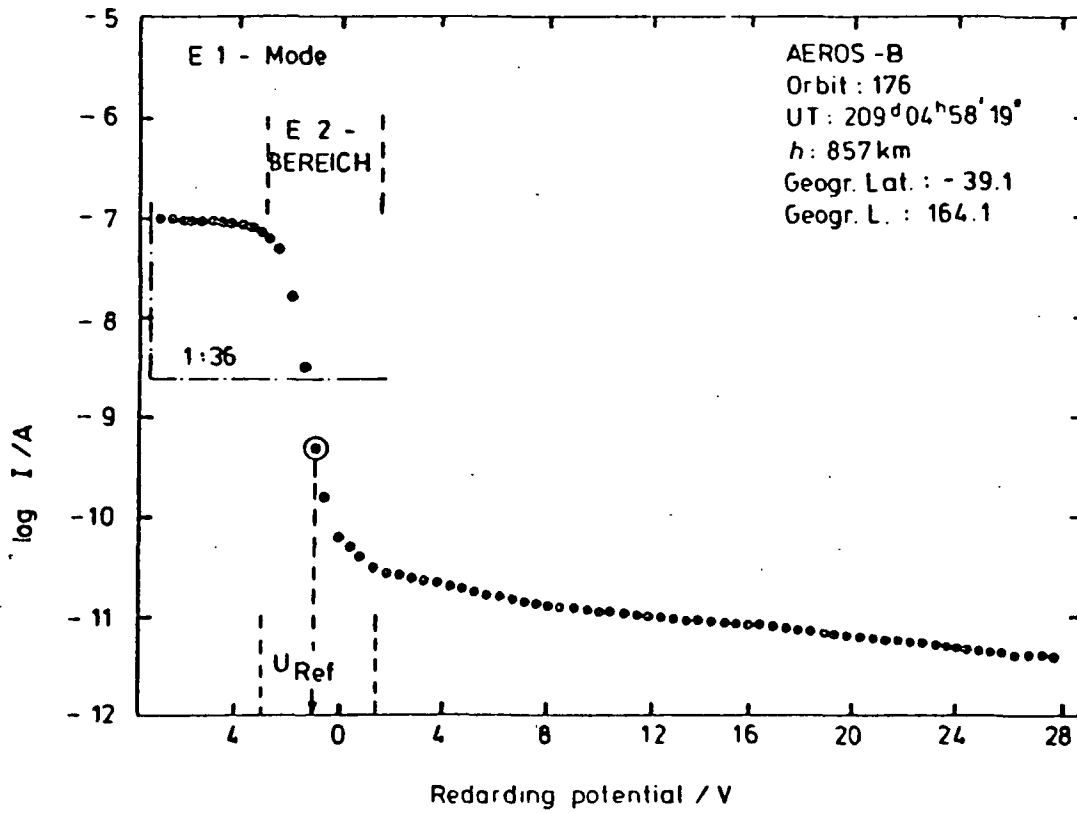


Abb. 18: Strom-Spannungs-Kurve bei Elektronenmessung.

und sorgen für eine sehr feine Stromauflösung der U-I Kurve im steilsten Bereich. Der Rest des Spannungsintervalls wird dann wieder mit den größeren Spannungsschritten (0,16 V) durchlaufen. Die Abb. 18b zeigt, wie gut die Automatik den steilen Strombereich durch viele Meßpunkte wiedergibt.

Im I-Mode wird die entsprechende Strom-Spannungscharakteristik für die Ionen gemessen. Die negative Schirmgitterspannung unterdrückt alle Elektronen unterhalb von 28 eV. Das Eintrittsgitter liegt auf 0 V, um das Bremsgitterpotential nach außen abzuschirmen. Die Gegenspannung wird zwischen 0 und 13,5 V relativ zu der im vorangegangenen E1-Mode ermittelten Referenzspannung variiert. Damit wird im I-Mode ebenfalls die Satellitenaufladung weitgehend kompensiert.

Will man nun sowohl bei verschiedenen Anströmwinkeln und verschiedenen Ionenpartialdichten eine möglichst gleichmäßige Auflösung der U-I Kurve haben, so muß die Gegenspannung quadratisch vom Plasmapotential aus ansteigen. Der quadratische Anstieg wurde durch 3 verschiedene Bereiche konstanter Stufenhöhe angenähert. Als technisch einfache Realisierungsmöglichkeit ergab sich aus Modellrechnungen die folgende Stufenfolge: 32 Schritte à 60 mV, 32 Schritte à 180 mV und 17 Schritte à 480 mV. Voraussetzung einer derart gestuften Schrittfolge ist die Berücksichtigung der Satellitenaufladung aus dem E1-Mode. Andernfalls würden bei Schwankungen des Potentials von beispielsweise 2 V über den Orbit die ersten 32 Schritte bereits außerhalb des abbremsenden Bereichs liegen.

In Abb. 19 ist eine im I-Mode gemessene Kurve dargestellt. Die geringe Stromvariation während der ersten 30 Punkte zeigt uns, daß der Anteil der leichten Ionensorten

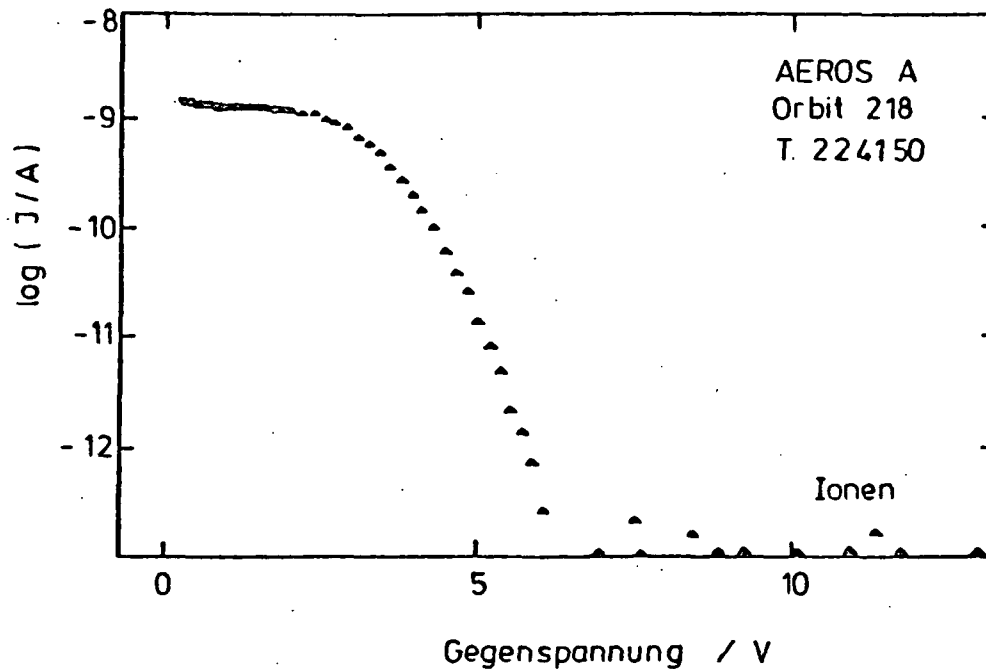


Abb. 19: Beispiel einer Strom-Spannungs-Kurve bei Ionenmessung.

(H^+ , He^+) in diesem Beispiel sehr klein gegenüber dem O^+ Anteil ist. Auch der molekulare Ionenanteil (O_2^+ , NO^+) ist gering, sodaß der Strom bereits bei 6 V auf 10^{-12} A abgefallen ist.

Die Vorteile dieser erstmals eingesetzten variablen Stufenhöhe im E2- und I-Mode, die sich zusammen mit der ermittelten Referenzspannung der jeweiligen Plasmaumgebung anpaßt, liegen nicht nur in der Einsparung von Übertragungskapazität, sondern sie verkürzen ganz wesentlich die Meßzeit gegenüber Messungen ohne Automatik und gleicher Energieauflösung. Jede Kurve konnte innerhalb von 0,8 s ermittelt werden, während bei vergleichbaren anderen Experimenten (HANSON et al., 1970) viel längere Zeiten erforderlich waren. Die Wichtigkeit kurzer Meßzeiten wird deutlich, wenn man bedenkt, daß der Satellit pro Sekunde ca. 8 km zurücklegt und sich daher die Plasmaparameter sehr schnell ändern können.

"Page missing from available version"

pg 59

3.6. Impedanzsonde (Impedance Probe = IP)

Mit diesem Experiment wird die lokale Elektronendichte gemessen. Das Meßprinzip beruht auf der Frequenzabhängigkeit der dielektrischen Suszeptibilität, üblicherweise Dielektrizitätskonstante des Plasmas genannt, die sich als Impedanzänderung (als Funktion der Frequenz) eines im Plasma befindlichen Kondensators erfassen läßt. Die Elektroden dieses sogenannten Plasmakondensators bestehen aus einer zylindrischen Stabantenne (Länge 180 cm, Durchmesser 2 cm) einerseits und der Satellitenoberfläche andererseits. Im Frequenzbereich 10,24 bis 0,64 MHz, der vom Instrument als Meßbereich durchfahren wird, treten charakteristische Resonanzen auf, von denen insbesondere die (durch Schaltkapazitäten modifizierte) Obere-Hybrid-Resonanz in einfacher Weise mit der umgebenden Elektronendichte verknüpft ist. Verglichen mit anderen Resonanzen hat diese den Vorzug, daß die zugehörige Frequenz nicht von der Elektronentemperatur abhängig ist, sondern nur von Dichte und Magnetfeld. Deshalb kann die einfachere Theorie des kalten Plasmas verwendet werden. Als höchste der in Frage kommenden Resonanzen kann sie leicht automatisch bestimmt werden.

Das elektronische Konzept, von NESKE und KIST (1974) ausführlich beschrieben, hebt so auf die erste Resonanz ab, die bei einer Frequenzvariation von oben nach unten auftritt. Sie wird durch Phasenmessung erfaßt, indem das Signal am Plasmakondensator mit einem vom Generator abgeleiteten Referenzsignal verglichen wird. Tatsächlich benutzt die automatische Meßanordnung vier fest vorgegebene Phasen-Schwellwerte, die einer nach dem anderen in aufeinanderfolgenden Messungen von je 1 s Dauer eingestellt werden. Der entsprechende Variationsbereich auf der Frequenzskala umfaßt 200 bis 500 kHz, je nach Breite der

Resonanzkurve. Mit dieser Methode wird nicht nur die eigentliche Resonanzfrequenz (Phasennull), sondern auch die Güte der Resonanz bestimmt. Dadurch ist Redundanz hinsichtlich Messung und Interpretation gegeben.

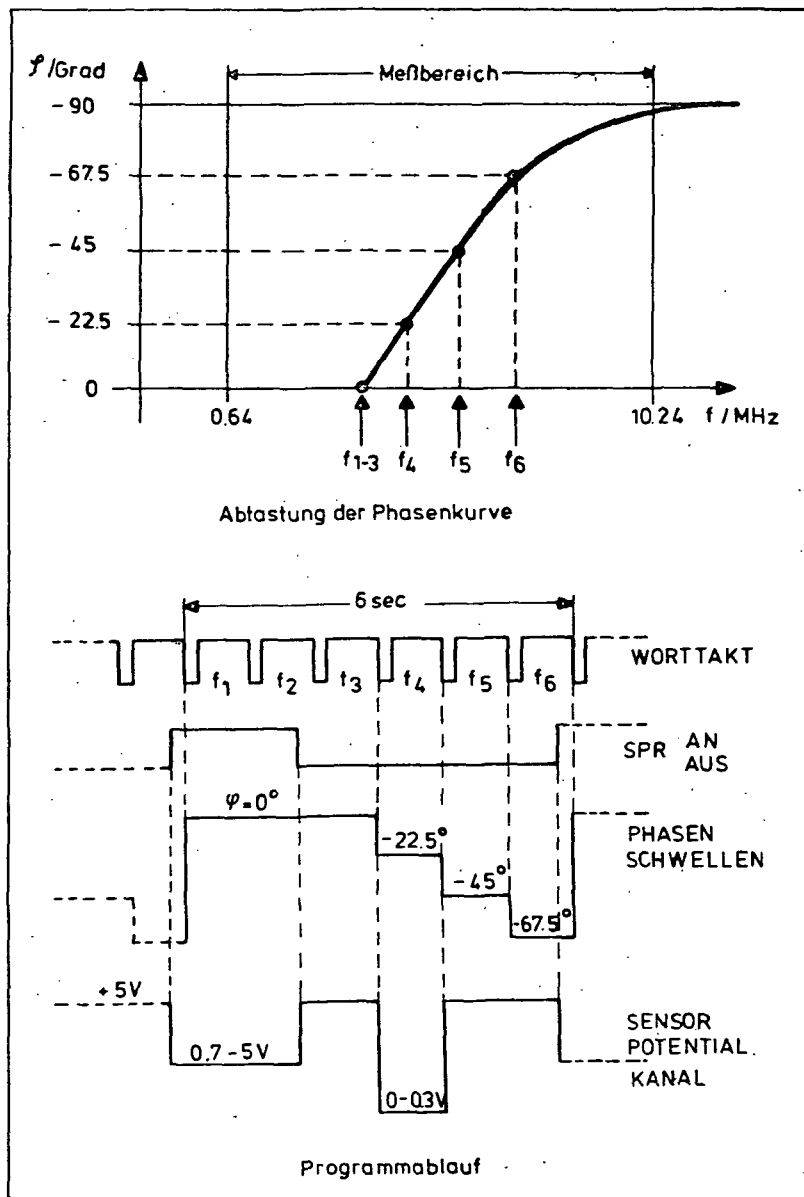


Abb. 20: Messung der Phasenkurve im Bereich einer Resonanz.
oben: Verlauf der Phasenkurve mit Abtastungspunkten
unten: Ablauf des Meßprogramms

Mittels einer zeitweisen positiven Gleichspannung am Sensor wird die Ausdehnung der Ionenschicht verringert. Es zeigte sich, daß der Einfluß der Ionenschicht auf die Dichtemessung in dieser Sensorkonfiguration vernachlässigbar ist. Aus der Flugeichung, die stets nach 12 Minuten aktiviert wurde, ergab sich eine Stabilität der Testfrequenzen von besser als 1% während der gesamten 14-monatigen Mission.

Das automatisch ablaufende Programm des Experimentes ist in Abb. 20 aufgezeigt. Während der ersten beiden Messungen bei Phasennull wird über den Sensor ein Gleichstrom aus dem Plasma gezogen, dessen Betrag bei f_1 stets $10 \mu\text{A}$ ist, während er für f_2 , gemäß dem mittels f_1 bestimmten Elektronendichtebereich, aus 5 Stufen zwischen 10 und $350 \mu\text{A}$ ausgewählt wird. Die sich einstellende Gleichspannung wird gemessen. Anschließend wird zu jedem der vier Phasenwerte die zugehörige Frequenz im Sekundenabstand ermittelt. Ein vollständiger Zyklus wird in 6 s durchfahren. Der Einfluß der Ionenschicht wird aus dem Vergleich der Frequenzen f_1 , f_2 und f_3 abgeleitet, die Dichte aus den Frequenzen f_3 bis f_6 . Nachdem die gemessene Abweichung von f_1 , f_2 gegenüber f_3 im Rahmen der Frequenzmeßgenauigkeit von 1% liegt, kann auch, zur Erhöhung der Auflösung, aus diesen beiden Frequenzen die Dichte bestimmt werden.

Mit dieser Meßmethode liefert das Experiment IP Paare von Phasen- und Frequenzwerten, die mit Hilfe der zugehörigen Dämpfung jeweils in Elektronendichten umgesetzt werden. Das Meßbeispiel in Abb. 21 zeigt die Konsistenz der Meßdaten und erläutert die vorgenommene Datenreduktion. Die gemessenen Frequenzen f_3 bis f_6 der oberen Kurven variieren in diesem Gebiet der sogenannten Äquatoranomalie rasch und überdecken den Bereich von 1,5 bis 7,5 MHz. Daraus berechnete Einzeldichten liegen zwischen $5 \cdot 10^{10}$ und

"Page missing from available version"

pg 63

- (b) Die Absolutgenauigkeit ist für Dichten größer als $3 \cdot 10^{10} \text{ m}^{-3}$ besser als $\pm 10\%$. In den Fällen kleiner Dichte und großer Gyrofrequenz, z.B. in polaren Breiten bei Nacht und in großen Höhen, verringert sich die Genauigkeit auf $\pm 25\%$.
- (c) Die Auflösung längs der Satellitenbahn beträgt für die Medianwerte 48 km. Für die Untersuchung kleinräumiger Effekte können die leicht streuenden Einzeldichten mit 8 km Auflösung benutzt werden; sie zeigen allerdings noch eine systematische Modulation.
- (d) Gelegentliche Störungen des Meßverfahrens werden entweder auf Harmonische der Gyrofrequenz oder auf eine Einwirkung leistungsstarker Bodensender zurückgeführt (NESKE und THIEMANN, 1977). Während im ersten Fall in der routinemäßigen Auswertung eine Korrektur direkt aus den Messungen abgeleitet werden konnte, sind die durch elektromagnetische Beeinflussung verursachten Störungen, die insgesamt weniger als 0,1% der Meßwerte betrafen, leicht zu identifizieren und auszuscheiden.

Vergleiche der gemessenen Elektronendichten mit unabhängig gewonnenen Meßergebnissen dieses Parameters wurden mit anderen Bordexperimenten, mit Bodenmessungen, mit Meßwerten eines anderen Satelliten und mit Modellen durchgeführt.

Da die Bordexperimente RPA und NIMS nur relative Dichten messen, konnten hier nur die, im wesentlichen übereinstimmenden, relativen Verläufe verglichen werden. Die IP-Daten wurden daher bevorzugt zur Eichung benutzt, wie z.B. für die Totalionendichte des NIMS. Beim RPA konnte darüberhinaus eine Abhängigkeit der Meßwerte von der Sensorrichtung bezüglich des Erdmagnetfeldes ermittelt werden.

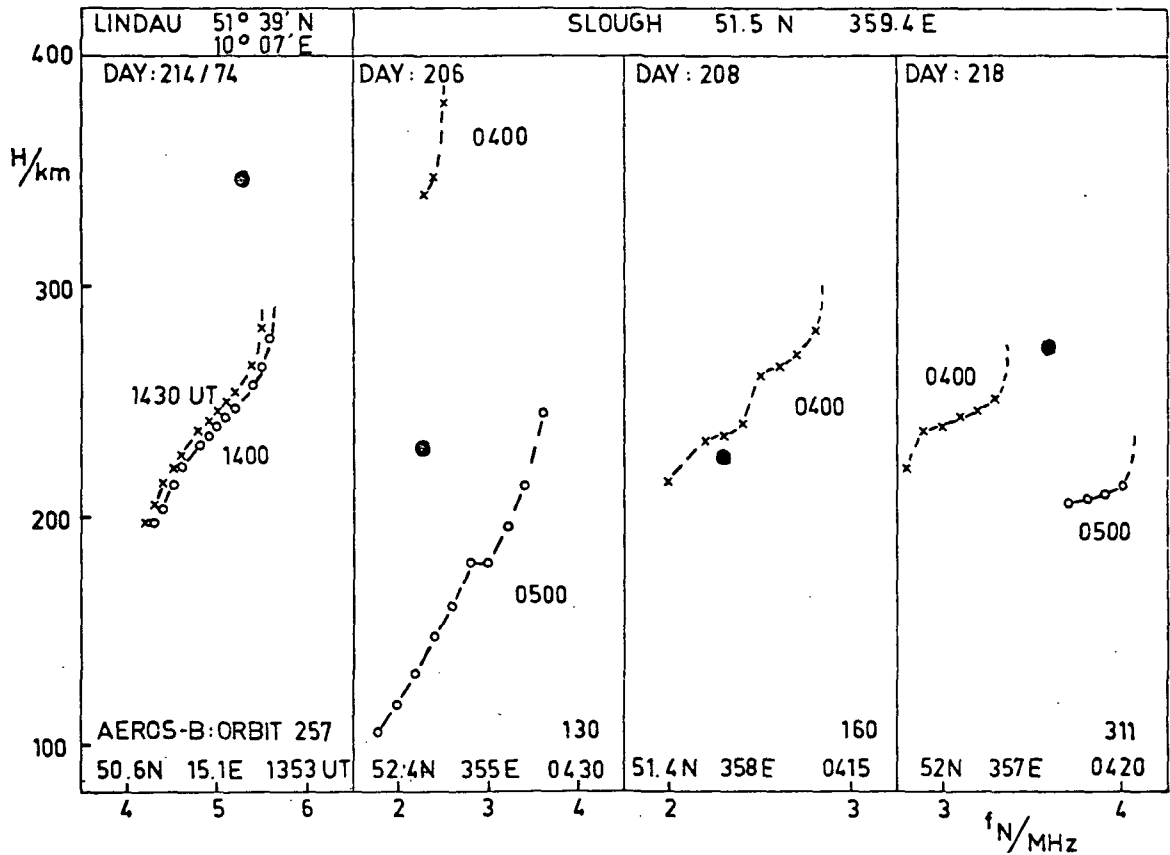


Abb. 22: Vergleich der Impedanzsondenmessung (•) mit Ionosonden-Höhenprofilen.

Ein Vergleich mit Ionosonden- und Backscatterdaten, sowie mit Ergebnissen eines anderen Satelliten, führt auf das Problem des Vergleichsortes und -zeitpunktes. Nur rein zufällig werden Breite, Länge, Höhe und Zeit zweier unabhängiger Messungen übereinstimmen. Wegen der großen Variabilität der Elektronendichte wird dadurch ein Vergleich absoluter Werte nahezu ausgeschlossen. Das Beispiel in Abb. 22 der Meßwerte von IP und von den Ionosondenstationen Lindau und Slough zeigt, daß die in-situ-Messungen jeweils im Einklang mit den aus den Höhenprofilen für den Satellitenort zu erwartenden Dichten stehen. Ein Vergleichswert für die Backscatterstation Chatanika, mit nur leicht abweichenden Koordinaten des Überfluges, erbrachte eine Übereinstimmung innerhalb 20%. Mit dem japanischen

Satelliten TAIYO wurde für ausgewählte Begegnungen, unter Berücksichtigung von Ortszeit- und Höhendifferenzen, gute Übereinstimmung der Meßwerte gefunden (NESKE et al., 1979).

Weitere Einzelheiten der Auswertung des Experiments Impedanzsonde werden in Kap. 4.3. Abschn. 1.1.4 behandelt.

3.7. Analyse der Satellitenabbremmung (Atmospheric Drag Analysis = ADA)

3.7. 1 Meßprinzip

Bei diesem direkten Verfahren zur Bestimmung der Totalgasdichte im Perigäum wirkt der ganze Satellit als Sensor. Das bei den AEROS-Satelliten angewandte Verfahren ist passiv, d.h. es findet keine in-situ Messung statt. Stattdessen wird die Bahnänderung des Satelliten während eines vollen Umlaufes bestimmt und daraus die Gasdichte im Perigäum abgeleitet. Meßdaten im eigentlichen Sinne sind die Positionsbestimmungen des Satelliten.

Die Grundlage des Verfahrens bildet das Gesetz über den aerodynamischen Widerstand f_w eines Körpers der Querschnittsfläche A , der sich mit der Geschwindigkeit v relativ zum Gas der Dichte D bewegt:

$$f_w = (1/2) \cdot D \cdot v^2 \cdot c_w \cdot A$$

Dabei ist c_w der Widerstandsbeiwert, eine dimensionslose Größe. Die Kenntnis des Produktes ($c_w \cdot A$) ist entscheidend für die Bestimmung der Gasdichte. Entlang der Bahn bewegt sich der Satellit in einem Freimolekülflugbereich, in dem der Widerstandsbeiwert von der Orientierung des zylinderähnlichen, spin-stabilisierten Satelliten relativ zum Geschwindigkeitsvektor, von der Winkelverteilung der re-emittierten und reflektierten Gasmoleküle, von dem Energie-Akkommodationskoeffizienten und von der Freimolekülflug(FMF)-Machzahl abhängt. Im Falle der AEROS-Satelliten kann die effektive Querschnittsfläche nicht wie allgemein üblich als konstant vorausgesetzt werden, da sich der Anstellwinkel des zylinderähnlichen Satelliten entlang der Bahn wesentlich ändert (s. Abb. 5). Für die

beste Approximation der realen Konfiguration (s. Abb. 4), die mit Methoden der klassischen FMF-Theorie behandelt werden kann (RICHTER, 1976), ergibt sich die in Abb. 23 gegebene Variation des Produktes ($c_w \cdot A$) als Funktion des Anstellwinkels (ROEMER et al., 1979c). Der Einfluß des variablen Anstellwinkels wird durch eine Kurve mit konstanter FMF-Machzahl wiedergegeben, während der kombinierte Effekt von Gastemperatur und mittlerem Molekulargewicht durch den Scharparameter repräsentiert wird. Für den Zustand der Thermosphäre während der AEROS-Missionen liegen die meisten anwendbaren Werte von ($c_w \cdot A$) in dem schraffierten Bereich.

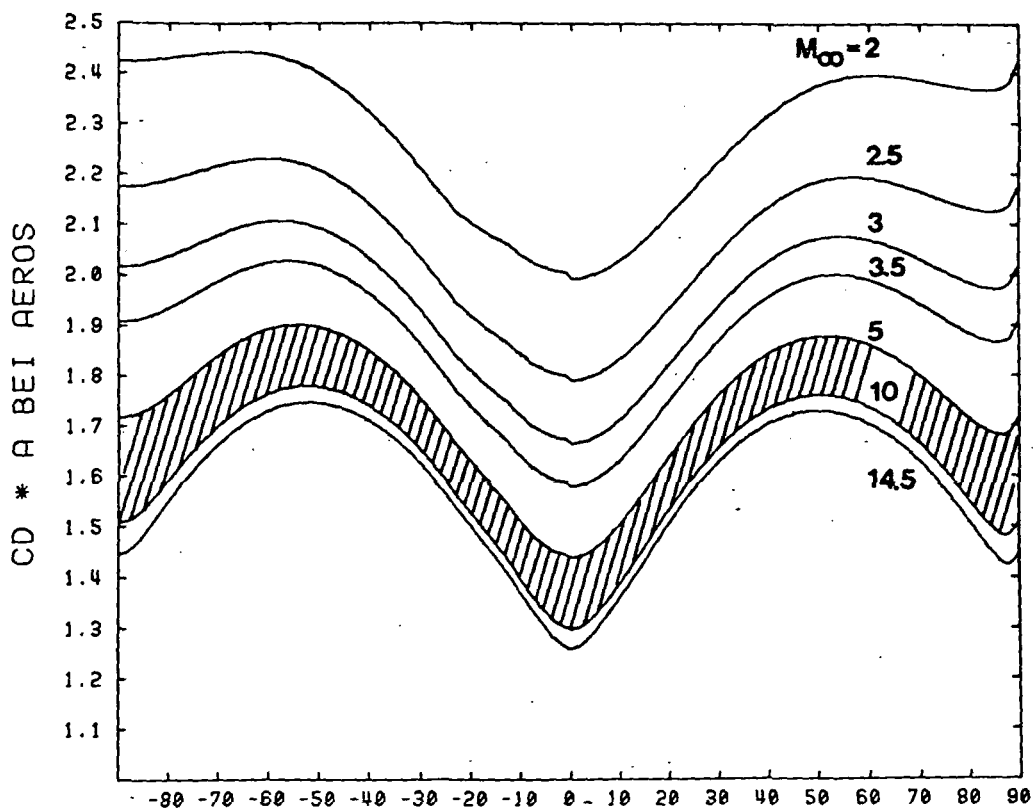


Abb. 23: Produkt aus Widerstandsbeiwert und effektiver Querschnittsfläche ($CD \cdot A$) der AEROS-Satelliten in m^2 als Funktion des Anstellwinkels. Parameter der Kurven ist die Freimolekülflug-Machzahl M_∞ von 2 bis 14,5.

Auf der Basis von experimentellen Werten der Gas-Oberflächen-Wechselwirkung (MOE, 1973; LEGGE, 1977) wurden COOK's (1966) Schlußfolgerungen für die Variation des Energieakkommodationskoeffizienten übernommen. Die Anwendung der bei AEROS eingesetzten Theorie auf einen kugelförmigen Satelliten mit einer Perigäumshöhe von 250 km ergibt einen Widerstandsbeiwert von 2,2, d.h. einen Wert, der sehr oft als Standardwert bei der Bestimmung der Thermosphärendichte aus der Satellitenabbremung genommen wurde (s. ROEMER, 1969). Die Notwendigkeit der detaillierten Analyse von $(c_w \cdot A)$ bei den AEROS Satelliten wird am Beispiel eines 90-Tage-Intervalls von AEROS-B demonstriert (s. Abb. 24), bei dem das entscheidende Produkt $(c_w \cdot A)$ im Perigäum als Funktion der Zeit dargestellt ist. Die Annahme eines konstanten Wertes für dieses Produkt hätte zu einer scheinbaren Dichteveriation mit einer Amplitude von 15% und einer Periode von 40 Tagen geführt.

In der Methode der Dichtebestimmung aus der Satellitenabbremung wird die Kraft f_w nicht instantan gemessen, sondern die Abnahme der Bahnenergie pro vollem Umlauf bestimmt. Diese Energieabnahme ergibt sich durch Integration über f_w entlang der Bahn und kann durch die Umlaufzeitänderung \dot{P} beobachtet werden:

$$\dot{P} = -(3aD_p/2mG) \cdot \oint c_w \cdot A \cdot (D/D_p)_{\text{model}} v^2 ds$$

wo ds das Wegelement entlang der Bahn, m die Satellitenmasse, D_p die Gasdichte im Perigäum, a die große Halbachse der Bahn und G der Gravitationsparameter der Erde sind. Durch numerische Integration in einem Iterationschema, bei der die relative Dichteänderung entlang der Bahn $(D/D_p)_{\text{model}}$ aus einem geeigneten Atmosphärenmodell, in unserem Fall CIRA 1972, entnommen wird, wird die

Dichte D_p im Perigäum bestimmt. Einzelheiten der Methode wurden von JACCHIA und SLOWEY (1963) und von ROEMER (1963) entwickelt.

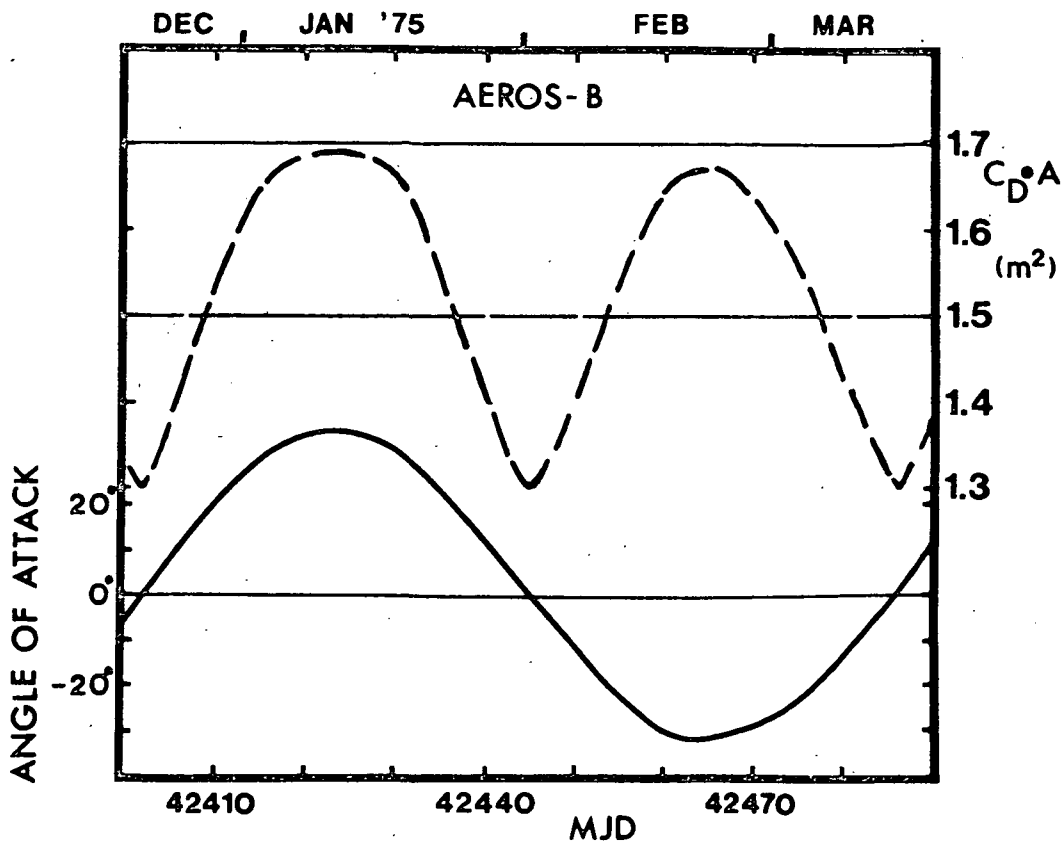


Abb. 24: Variation des Produktes ($C_D \cdot A$) am Perigäum als Funktion des Anstellwinkels am Perigäum, der sich wegen der Kopplung von Lokalzeit und Apseudrehung verändert.

3.7. 2 Auswertung der Bahnbeobachtungen

Die Bahnverfolgung der AEROS-Satelliten wurde durch die Radiointerferometer des NASA STDN-Netzes und durch die deutsche Radiointerferometer-Station Weilheim übernommen. Zusätzlich wurden für das Experiment ADA ausgewählte Radarbeobachtungen als Richtungs- und Entfernungsmessungen von mehreren Radarstationen der USA benutzt. Das Ziel von durchschnittlich 10 unabhängigen Satelliten-Bahnbeobachtungspassagen pro Tag konnte erreicht werden, wie Abb. 25 zeigt.

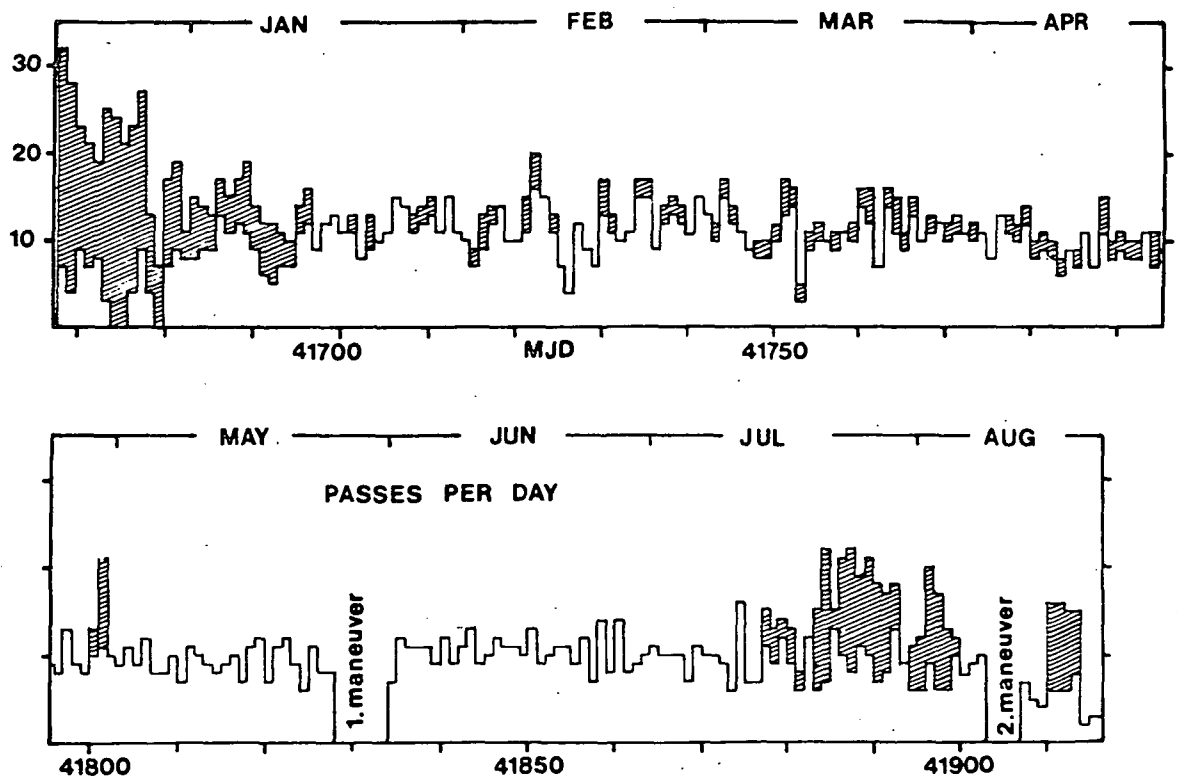


Abb. 25: Häufigkeit der täglichen unabhängigen Bahnverfolgungspassagen für die AEROS-A-Mission (schraffiert: Radarmessungen).

Diese individuellen Bahnbeobachtungen wurden nach folgendem Verfahren ausgewertet:

- (1) Beobachtungen eines 4-Tage-Intervalls werden in das Bahnverbesserungsprogramm DOI (GAPOSCHKIN, 1964) eingegeben, um einen Satz von Bahnelementen zur Zentralepoche zu berechnen. Die Zentralepochen aufeinanderfolgender Zeitintervalle folgen im 2-Tage-Abstand.
- (2) Aus typischerweise 20 Sätzen von Bahnelementen aus dem ersten Schritt werden in einem Ausgleichsverfahren nach der Methode der kleinsten Quadrate die Bahnelemente als Zeitfunktionen ermittelt. Dabei werden für die Elemente bis auf die mittlere Anomalie M keinerlei systematische Residuen zugelassen.
- (3) Unter Benutzung dieser Zeitfunktionen werden die Einzelbeobachtungen erneut dem Bahnverbesserungsprogramm unterzogen, um Residuen der mittleren Anomalie dM_i jeder Einzelbeobachtung zu ermitteln.
- (4) Diese Residuen dM_i enthalten die Detailinformation über die Abbremsung des Satelliten. In Abb. 26 ist ein Beispiel für ein 11-Tage-Intervall von AEROS-A gegeben. Mit einem kubischen Spline (SAUER und SZABO, 1968), dem besten Approximationsverfahren für mit experimentellen Fehlern behaftete Beobachtungsdaten, werden die Residuen dM_i ausgeglichen und die 2. zeitliche Ableitung bestimmt. Der Vorteil dieses Verfahrens liegt in der strengen Reproduzierbarkeit bei vorgewähltem Spline-Parameter, der die Biegsamkeit des Splines festlegt und als Filter im Falle nicht-äquidistanter Beobachtungen dient.
- (5) Die 2. zeitliche Ableitung der gemittelten mittleren Anomalie aus Schritt 2, korrigiert für die Apsidendrehung, wird mit der 2. zeitlichen Ableitung des Spline-Fits aus Schritt 4 kombiniert. Das Ergebnis ist dann die beobachtete Umlaufzeitänderung \dot{P} , die Eingabe für

die numerische Integration zur Berechnung der Gasdichte im Perigäum ist.

Die Umlaufzeitänderung \dot{P} als Ergebnis des skizzierten Auswerteverfahrens ist die Beobachtungsgröße in der Methode der Dichtebestimmung aus der Bahnänderung. Das bei den AEROS-Satelliten eingeschlagene Verfahren behält im Endergebnis ein Höchstmaß der Detailinformation, die in den einzelnen Bahnbeobachtungen enthalten ist.

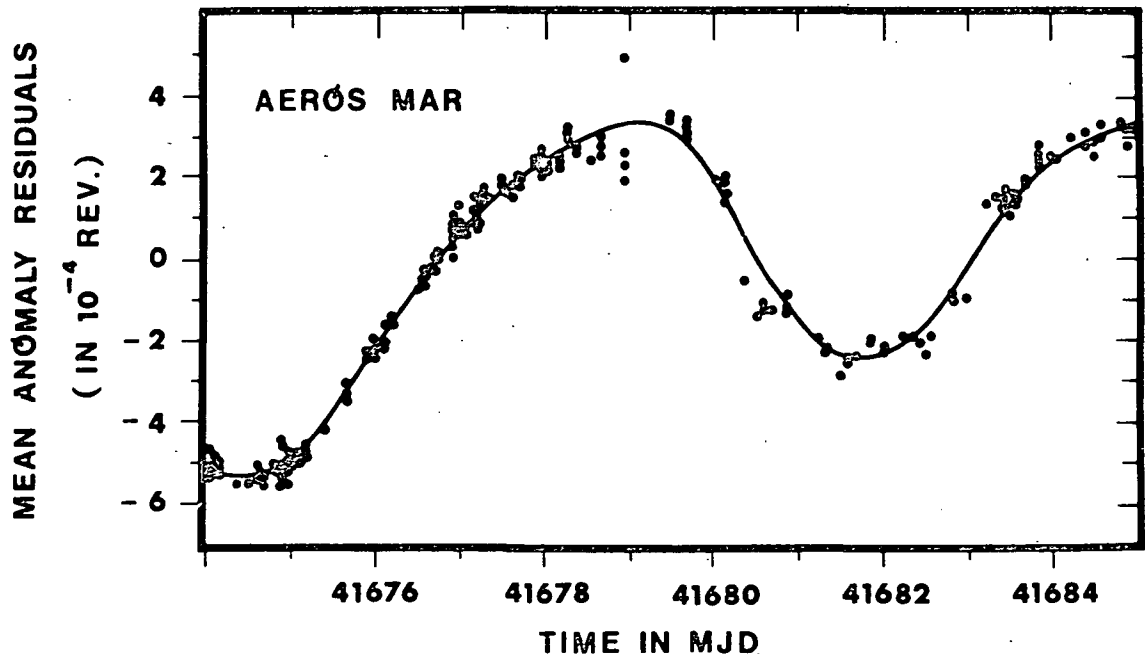


Abb. 26: Residuen der mittleren Anomalie dM_1 während eines 11-Tage-Intervalls bei AEROS-A¹. Ein Fit dieser Residuen mit einem kubischen Spline ist als Kurve durch die einzelnen STDN Minitrack- und Radar-Beobachtungen gezeichnet.

Der geophysikalische Parameter, der mit ADA bestimmt wird, ist die Totalgasdichte im Perigäum. Aufgrund der dem Verfahren inhärenten Glättung ist jeder Meßpunkt das Mittel über den Winkelbereich von 20° längs der Bahn beidseits des Perigäums. Im Falle der AEROS-Satelliten

ergibt sich daraus eine Glättung der Meßdaten in geozentrischer Breite von $\pm 15^\circ$. Die Standard-Zeitauflösung beträgt ein Umlauf für Absolutwerte der Gasdichte, d.h. das Optimum der Zeitauflösung der Methode wird erreicht. Damit stehen aus dem Experiment ADA für jeden Meßorbit und für die Leerorbits die Gasdichte im Perigäum zur Verfügung.

Tabelle 6: Solare EUV-Flüsse vom 19.01.1973, 3.11 -
3.43 Uhr WEZ. Covington-Index $F_{10.7} = 95$.

Wellenlänge bzw. Bereich	Identifikation	Energie- fluß $\mu\text{W m}^{-2}$	Photonen- fluß $10^{12}\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$
103.8+103.2	O VI	86	45
102.57	H Ly-2	77	40
99.10	N III	14	7
97.70	C III	106	52
97.25	H Ly-3	16	8
94.97	H Ly-4	9	4
94.45	S VI	3	1
102.7-91.1	unaufgelöst	45	22
91.1-89.0	H cont	92	42
89.0-86.0	H cont	81	36
83.42	O II,III	14	6
86.0-83.0	H cont	45	19
83.0-80.0	H cont	23	10
91.1-80.0	unaufgelöst	10	4
79.02+78.77	O IV	14	5
77.04	Ne VIII	7	3
80.0-77.0	H cont	16	6
76.04	O V	6	2
77.0-74.0	H cont	10	4
70.34	O III	8	3
80.0-63.0	unaufgelöst	25	9
62.97	O V	60	19
62.53	Mg X	15	5
60.98	Mg X	31	9
58.43	He I	55	16
55.44	O IV	26	7
52.11	Si XII	12	3
50.4-47.0	HeI cont	47	12
49.93	Si XII	15	4
46.52	Ne VII	10	2
63.0-46.0	unaufgelöst	37	10
46.0-37.0	unaufgelöst	33	7
36.81	Mg IX	44	8
36.07	Fe XVI	18	3
33.54	Fe XVI	40	7
30.38	He II	572	87
28.41	Fe XV	63	9
37.0-28.0	unaufgelöst	221	36
28.0-23.1	unaufgelöst	359	46
23.1-20.5	unaufgelöst	190	21
20.5-17.6	unaufgelöst	761	73
17.6-15.5	unaufgelöst	142	12
102.7-91.1	integral	270	134
91.1-80.0	integral	265	117
80.0-63.0	integral	86	32
63.0-46.0	integral	308	87
46.0-37.0	integral	33	7
37.0-28.0	integral	958	150
28.0-20.5	integral	549	67
20.5-15.5	integral	903	85
103-16	integral	3372	550

"Page missing from available version"

pg 76

Phase in Abhängigkeit von der Zeit unterschiedlich schwankten. Insgesamt wurden drei Kategorien von Variationen erfaßt:

- a) die kurzzeitigen, beispielsweise solare Eruptionen mit einer Dauer von der Größenordnung 5-10 min (Abb. 27),
- b) die mittelfristigen mit der Periode der solaren Rotation (ca. 27 Tage) und
- c) die langfristigen mit dem solaren Zyklus von ca. 11 Jahren.

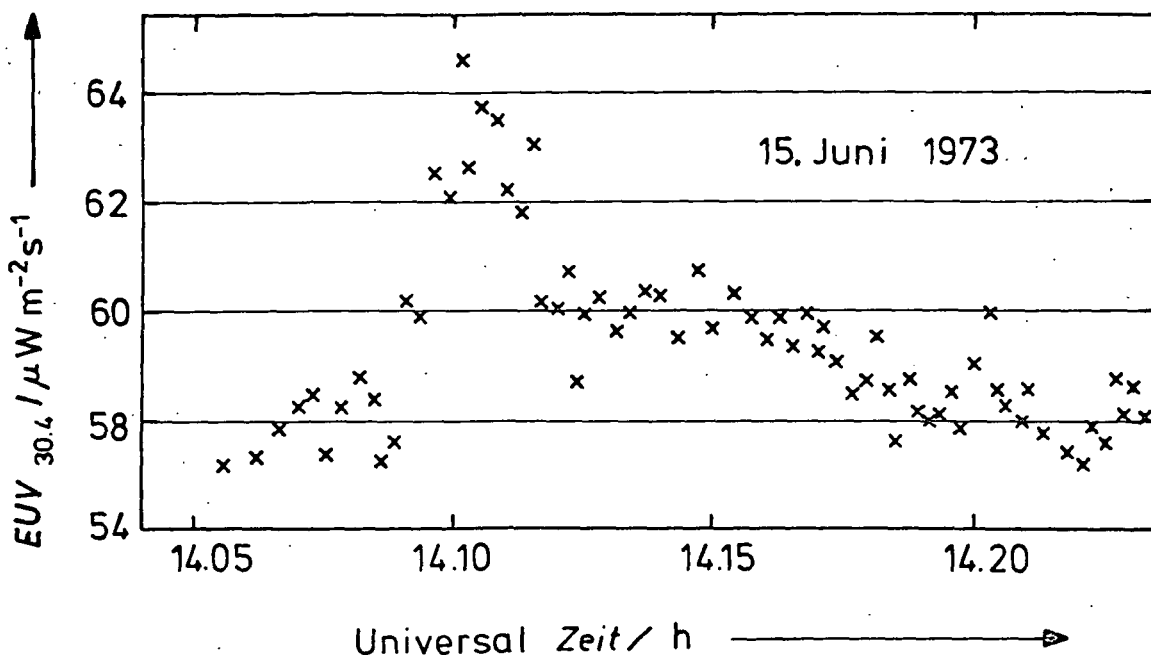


Abb. 27.: Solare Eruption vom 15.06.73 in der Emission von He II bei 30,4 nm.

Kurzzeitige und mittelfristige Schwankungen waren bereits während vorangegangener Satellitenmissionen (BOWEN et al., 1971; HALL und HINTEREGGER, 1970) beobachtet worden; sie waren von vergleichbarer Amplitude, wenn auch individuell verschieden. Hingegen war die Messung

der langfristigen Variationen bisher noch nicht gelungen, denn unter Weltraumbedingungen verändert sich die Ausbeute der Photomultiplier, und diese Änderungen könnten - ohne Eichung - nicht von Änderungen der Strahlung unterschieden werden. Das gelang erst durch die interne Nachzeichnung der Multiplier im AEROS-EUV-Spektrometer (SCHMIDTKE, 1976a; SCHMIDTKE et al., 1977; SCHMIDTKE, 1978). Die Mission von AEROS-A fiel in die abklingende Endphase des Sonnenzyklus 20. Während dieser Zeit nahm die gemittelte Sonnenfleckenzahl von 55 auf 36 ab, die gesamte EUV-Strahlung fiel um 25-30% ab, was der Abb. 28 zu entnehmen ist. Dort sind die über jeweils einen Orbit gemittelten EUV-Strahlungsflüsse im Wellenlängenbereich von 103-15 nm dargestellt. Diese Werte wurden für Satellitenmessungen ermittelt, in denen die Absorption durch die obere Atmosphäre vernachlässigbar ist.

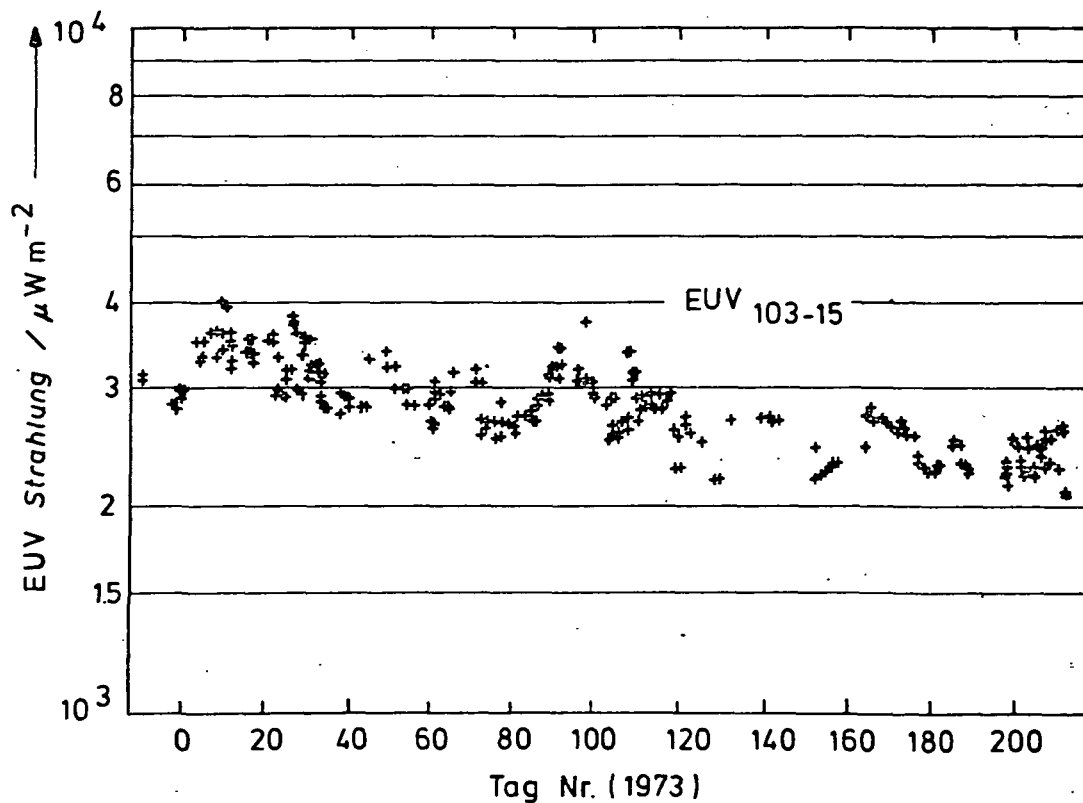


Abb. 28: Solare EUV-Strahlung während der Mission von AEROS-A (103-15 nm).

Untersuchungen von HINTEREGGER (1976) und TIMOTHY (1977) über den Zusammenhang zwischen der EUV- und der Radiostrahlung ($F_{10.7}$ -Index) führten zu dem Schluß, daß die Korrelation nicht für eine empirisch-mathematische Verknüpfung dieser solaren Emissionen ausreicht. Eine eingehende statistische Analyse der AEROS-A-Daten (RAWER et al., 1979) bei Hinzunahme der Züricher Sonnenfleckenzahlen R_z führte zu dem Schluß, daß keiner der klassischen solaren Indizes geeignet ist, solar-terrestrische Einflüsse realistisch zu beschreiben. Die EUV-Variationen liegen zwischen denen von $F_{10.7}$ und R_z . Das bedeutet, daß die EUV-Messungen nicht durch andere Messungen ersetzt werden können. Sie sollten ebenfalls durch Indizes charakterisiert werden (SCHMIDTKE, 1976a), die sich auf Wellenlängen oder Wellenlängenbereiche beziehen (EUV_x bzw. EUV_{y-z}). Der Zahlenwert repräsentiert den jeweiligen Strahlungsfluß in Einheiten $\mu W m^{-2}$, x bezieht sich auf die Wellenlängen in nm für die betreffende Emissionslinie und y-z gibt die Intervallgrenzen für Wellenlängenbereiche (in nm) an. Je nach Aufgabenstellung erscheint es zweckmäßig, mehr oder weniger Linien und Wellenlängenbereiche zusammenzufassen. Im Zusammenhang mit den detaillierteren Berechnungen der primären Elektronen-Ionen-Produktionsraten, die im Abschnitt 3 beschrieben werden, wurden die 42 im AEROS-Programm unter aeronomischen Gesichtspunkten erarbeiteten Indizes benutzt. Zur Charakterisierung von Modellen der oberen Atmosphäre erscheinen die beiden Indizes EUV_{103-80} und EUV_{80-15} gut geeignet, da die entsprechenden Strahlungsflüsse in verschiedenen Höhenbereichen der oberen Atmosphäre absorbiert und energetisch umgesetzt werden.

Während der Mission von AEROS-B war die Sonnenaktivität in ihrer Minimumphase. Entsprechend geringer waren die Schwankungen (vergleiche Abb. 29). Das Niveau des Strah-

lungsflusses lag etwa auf dem am Ende der Mission A gemessenen.

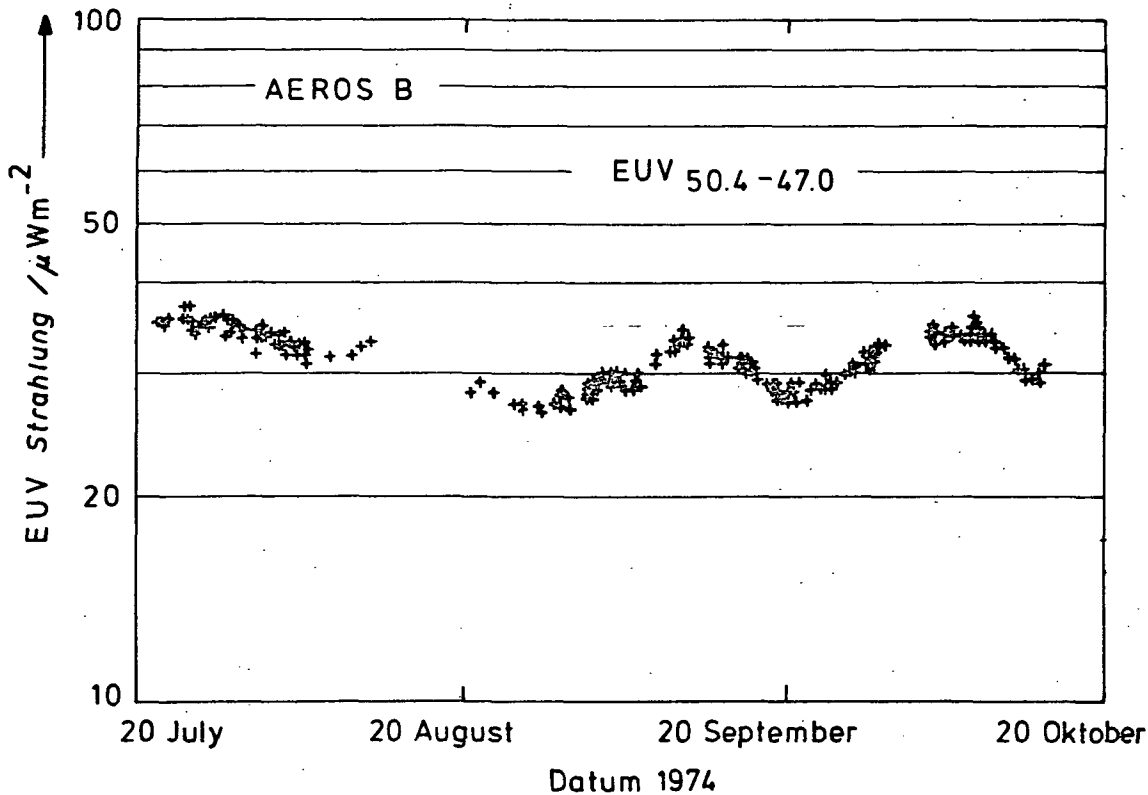


Abb. 29: Solarer EUV-Fluß zwischen 50,4 und 47,0 nm (He I Kontinuum).

Insgesamt umfaßt das AEROS-Programm nur den ausklingenden Teil des Sonnenzyklus 20. Da die vorangegangenen Messungen durch andere Gruppen in die Anfangsphase der EUV-Technologie fielen und folglich auch die Meßgenauigkeit nicht ausreichend war, ist es nicht möglich, zu quantitativen Aussagen über die gesamten Strahlungsänderungen während des Zyklus 20 zu gelangen. Abb. 30 zeigt, wie wenige Messungen des integralen EUV-Strahlungsflusses (hier der Unterbereich 103-28 nm) überhaupt vorliegen! Die Messungen von TIMOTHY (1977), HIGGINS (1976), HEROUX et al. (1974) und HINTEREGGER (1976) wurden auf

Raketen durchgeführt, d.h. die Meßergebnisse repräsentieren Momentaufnahmen von jeweils 3-5 min. Auch die erste Veröffentlichung von Satellitendaten (HALL und HINTEREGGER, 1970) des OSO-3 gilt für einen vergleichbar engen Zeitraum (11. März 1967), bezogen auf den Teil des Orbits zwischen 0930-1002 UT. Die nicht direkt gemessene Degradation des Detektors muß auf etwa einen Faktor 10 geschätzt werden für den Zeitraum der ersten beiden Monate der Satellitenmission. Deswegen konnten außer der einen Tabelle keine weiteren integralen Strahlungsflüsse zwischen 103-28 nm angegeben werden. Demnach sind die AEROS-Ergebnisse die einzigen Datensätze im Bereich 106-16 nm für den Sonnenzyklus 20, die die zeitliche Variation über größere Zeiträume widerspiegeln. Die Meßergebnisse vom Satelliten AE-C können wegen Experimentstörungen leider nicht für alle Wellenlängenbereiche ausgewertet werden. Zur Komplettierung wird an der gemeinsamen Auswertung der AE-C- und AEROS-B-Daten gearbeitet. Meßergebnisse von dem französischen Satelliten D2B wurden auch noch nicht bekannt. Ein kompletter Meßsatz ist auch hier nicht zu erwarten. Nach dem schnellen Ausfall des Satelliten AE-D wurden mit dem Satelliten AE-E seit Anfang 1976 komplette Datensätze für den Sonnenzyklus 21 gewonnen. Anfang 1979 war das Gerät immer noch in Betrieb und lieferte Daten hoher Qualität. Weitere Messungen werden mit dem Satelliten San Marco D für 1981/82 während des solaren Maximums geplant. Das Gerät verwertet die Erfahrungen des AEROS-Programms. Schließlich ist für Spacelab in der DM2-Mission ein weiteres Spektrometer mit sehr hoher absoluter Genauigkeit im Bau. Der AEROS- und San Marco-D-Experimentator ist an dieser Geräteentwicklung mitbeteiligt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß mit dem von AEROS-A erhaltenen Datensatz zum ersten Mal die

Möglichkeit geschaffen wurde, in detaillierte aeronomische Berechnungen einzusteigen, die die verschiedenen zeitlichen Variationen der EUV-Strahlung quantitativ berücksichtigen.

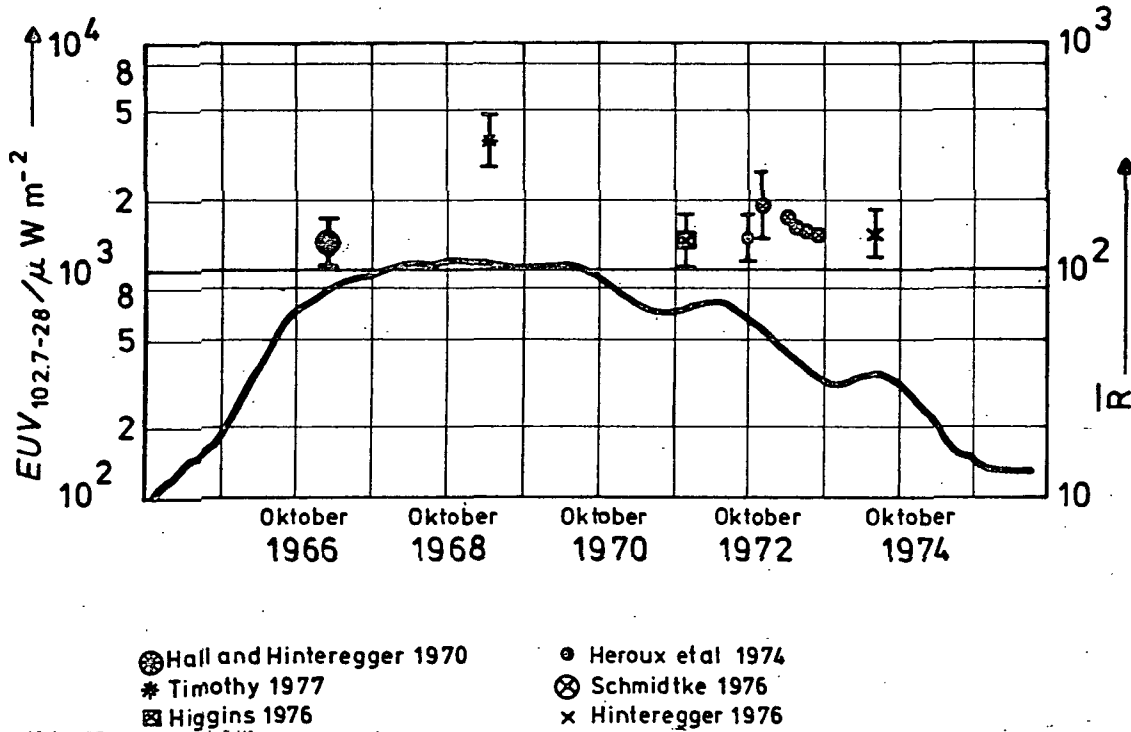


Abb. 30: Zusammenstellung der gemessenen Strahlungsflüsse von 103-28 nm während des Sonnenzyklus 20 (\bar{R} = geglättete Sonnenfleckenanzahl).

4.1. 2 Das Problem der absoluten Genauigkeit

Als AEROS geplant wurde, lagen Meßergebnisse von nur einem Raketenanstieg vor. Die daraus abgeleiteten EUV-Flüsse (HINTEREGGER et al., 1965) wurden praktisch bei allen in Frage kommenden Problemstellungen verwendet und entwickelten sich zu dem 'EUV-Standard'. Erst später wurden die zeitlichen Veränderungen der EUV-Strahlung so weit bekannt, daß ein Zusammenhang mit der Sonnenaktivi-

tät über den Index der 10,7 cm-Radiostrahlung, $F_{10.7}$, eingeführt wurde. Die Meßtechnik und speziell die Eichung konnte erheblich verbessert werden und erzwang die Revision der bis dahin gültigen Standard-Tabelle (HINTEREGGER, 1970). Diese solaren Flußwerte wurden auf eine mittlere Sonnenaktivität ($F_{10.7}$ zwischen 130 und 170) bezogen; sie lagen unter denen von AEROS, die bei niedriger Sonnenaktivität ($F_{10.7}$ zwischen 129 und 79 für AEROS-A) gemessen wurden. Neuere Messungen auf den Satelliten AE-C und E ergaben im Vergleich zu den Flußdaten von 1970 höhere Werte, nun aber bezogen auf das solare Minimum ($F_{10.7} = 73$), d.h. die effektive Erhöhung war noch größer. Die Messungen von AE-C stimmen in den zur Verfügung stehenden Wellenlängenbereichen mit denen von AEROS-A sehr gut überein. Abb. 31 zeigt den Vergleich der wichtigen Linienemission von Helium bei 58,4 nm, die auch die einzige Möglichkeit bietet, Ergebnisse von drei verschiedenen Unternehmen miteinander zu vergleichen.

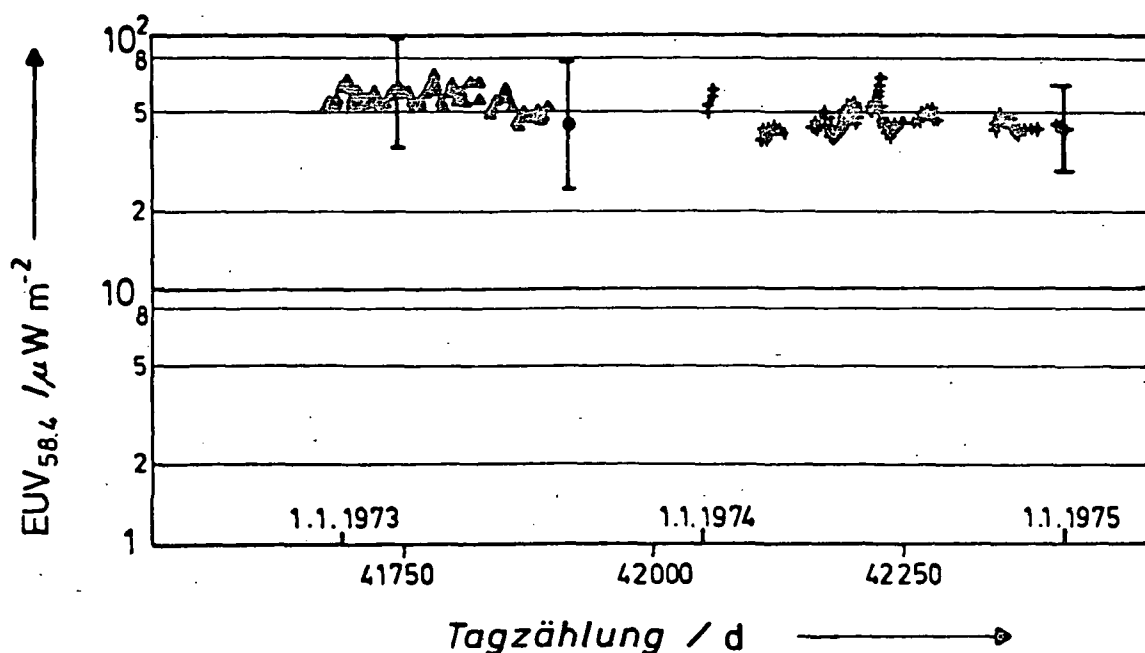


Abb. 31: Vergleich der von verschiedenen Gruppen gemessenen EUV-Flüsse bei 58,4 nm (▲ SCHMIDTKE et al., 1977; • CUSHMAN et al., 1975;

Das Problem der absoluten Genauigkeit der EUV-Messungen ist zweifellos mehrschichtig. Einerseits sind die Labormessungen schwierig, aufwendig und mit Fehlern bis zu 20% behaftet. Andererseits verändern sich die Eichparameter der optischen Einzelkomponenten während der Geräte-, Integrations- und Systemtests bis zum Start in nicht kontrollierbarer Weise. Ein Novum war die im AEROS erstmals realisierte mitlaufende Eichung. Selbst damit schätzen wir die absolute Endgenauigkeit nicht besser als 30-40% - was allerdings gegen die bisherige Lage einen erheblichen Fortschritt bedeutet.

Andere Messungen sowohl von Raketen aus (z.B. die Messungen am 3. und 4. April 1969 des University College, London, bzw. AFCRL, Bedford; vergleiche TIMOTHY (1977)) als auch auf demselben Satelliten (AE-C) zeigten Diskrepanzen bis zu einem Faktor 7. Aus diesem Grund wurde von COSPAR eine Gruppe von Wissenschaftlern unter Federführung von G. Schmidtke dazu einberufen, Meßergebnisse auf ihre Eichung hin kritisch zu untersuchen und sie miteinander zu vergleichen, um zu Empfehlungen von Strahlungsflüssen für die Aeronomie zu kommen. Die Ergebnisse der zweijährigen Arbeiten wurden von COSPAR veröffentlicht (DELABOUDINIÈRE et al., 1978).

Bezüglich der absoluten Genauigkeit müssen die bisher angewandten Meßmethoden noch erheblich verbessert werden. Am Ende der Entwicklung zeichnet sich die komplette Nach-eichung der Instrumente während der Mission selbst ab (SCHMIDTKE, 1976b). An der Verwirklichung eines derartigen Vorhabens wird zur Zeit gemeinsam mit zwei französischen und einer belgischen Gruppe im Rahmen der DM2-Spacelab-Mission gearbeitet.

4.1. 3 Die EUV-Strahlung als Energiequelle der Ionosphäre

Die wichtigsten Parameter der Ionosphäre sind ihre Elektrodichte und -temperatur. Diese Parameter werden durch die EUV-Strahlung über diverse Zwischenprozesse beeinflusst. Die Photonen werden von den Neutralteilchen der oberen Atmosphäre absorbiert. Ein Teil der Strahlung wird durch Fluoreszenzleuchten oder Resonanzstreuung in das Weltall gelenkt. Der weitaus überwiegende Teil bildet Elektronen-Ionen-Paare, ein nicht zu vernachlässigender Teil führt über Prädissoziation zur Aufspaltung der Stickstoffmoleküle in Atome und regt gleichzeitig zum Leuchten an (Airglow). Photoelektronen mit Energien oberhalb von 20 eV bewirken Sekundärionisation. Die bei diesen Prozessen entstandenen Elektronen stellen den Hauptanteil der suprathermischen Elektronen dar, wie sie vom Experiment RPA auf AEROS gemessen wurden.

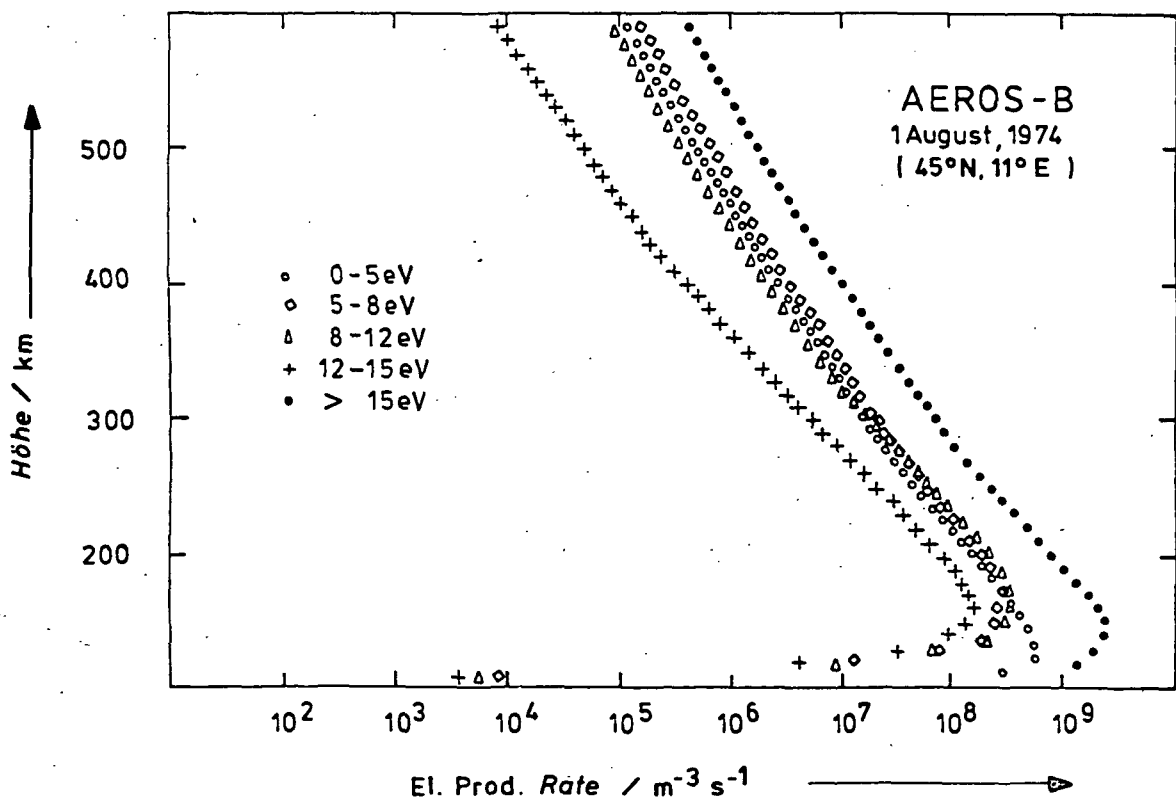


Abb. 32: Elektronen-Produktionsraten, berechnet mit den EUV-Flüssen von AEROS und dem MSIS-Modell.

Mit Hilfe eines Atmosphären-Modells (MSIS von HEDIN et al. (1977a,b)) wurden unter Verwendung der gemessenen Photonenflüsse die Elektronen-Produktionsraten berechnet (Abb. 32). Integriert über den unteren Höhenbereich bis zum Satelliten, wurden bei Berücksichtigung der Wechselwirkung mit der oberen Atmosphäre die supra-thermischen Elektronenströme am Ort des Satelliten berechnet und mit den vom RPA gemessenen Werten verglichen (Abb. 33), wobei sich gute Übereinstimmung ergab.

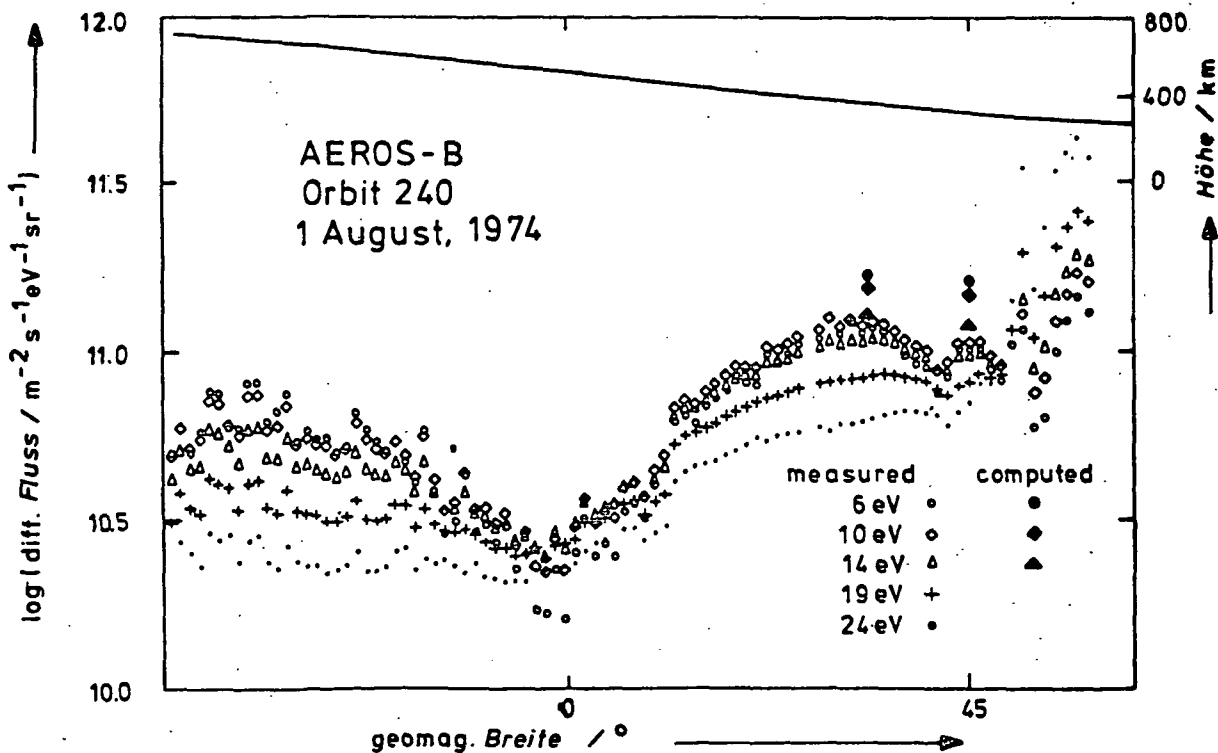


Abb. 33: Vergleich der berechneten supra-thermischen Elektronenflüsse mit den RPA-Messungen.

In anderen Rechnungen (ROBLE und SCHMIDTKE, 1979) wurde ein kompliziertes Ionosphären-Modell (STOLARSKI et al., 1975) verwendet und mit den nun erstmals für derartige Untersuchungen zur Verfügung stehenden EUV-Flüssen von AEROS und einem konstant gehaltenen Atmosphären-

Modell getestet. Ergebnis: Die aus dem EUV resultierenden Schwankungen (vgl. Abb. 28) reichen nicht aus, um die mittels inkohärenter Rückstreuung beobachteten Variationen der wichtigsten ionosphärischen Parameter zu erklären. Ionosphärische und atmosphärische Dynamik üben stärkere Einflüsse aus.

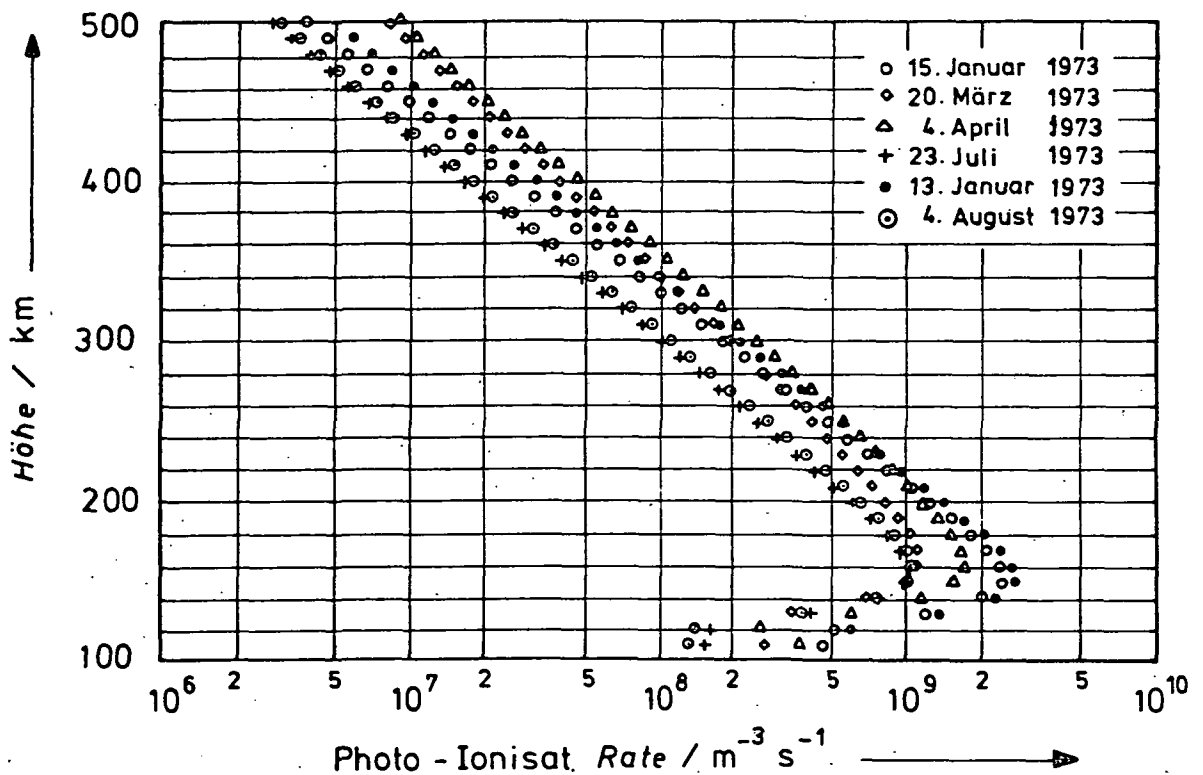


Abb. 34: Primäre Produktionsraten von ionisiertem atomarem Sauerstoff (O^+).

Die Rechnungen wurden weitergeführt unter Berücksichtigung der atmosphärischen Variationen, gegeben im MSIS-Modell, für 6 ausgewählte Tage (SCHMIDTKE, 1979a). Wenn die Produktionsraten in der F-Schicht (Abbn. 34 und 35) dadurch auch noch um einen weiteren Faktor 2 schwanken, reichen sie ebenfalls nicht für die Erklärung der ionosphärischen Variationen aus und bestätigen das vorangegangene Ergebnis.

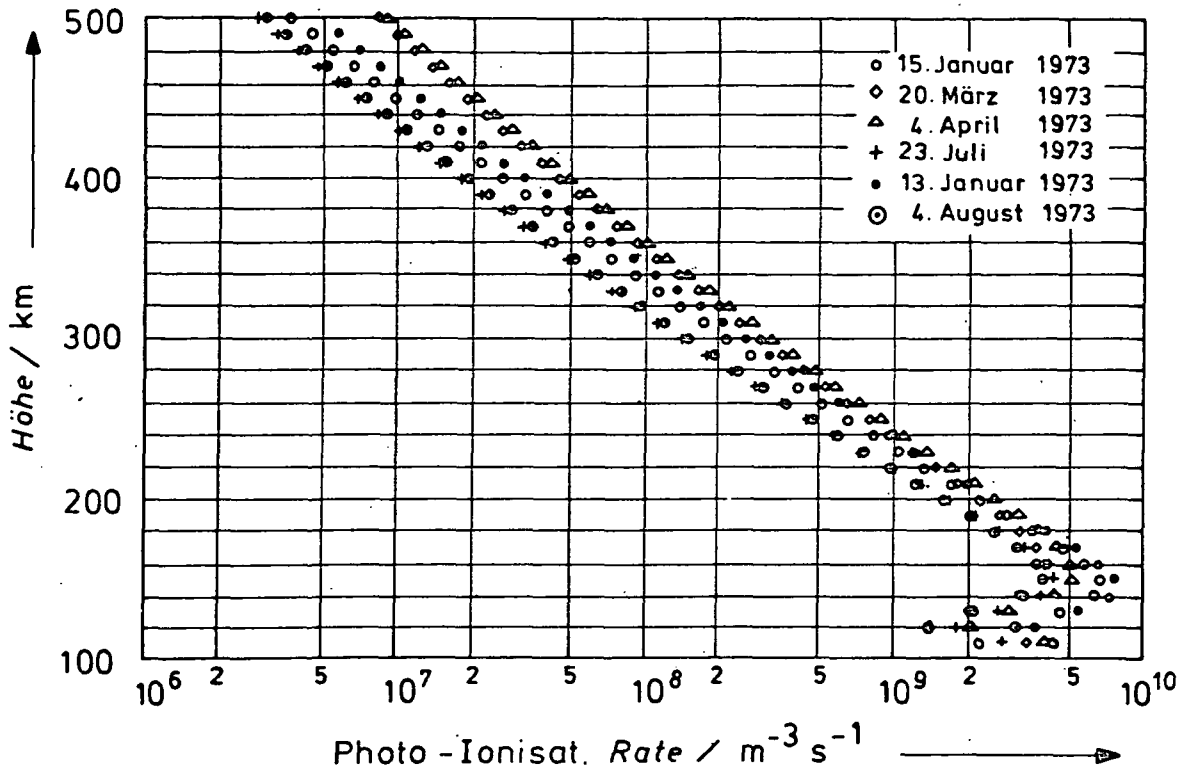


Abb. 35: Primäre Elektronen-Produktionsraten.

Für diese und ähnliche Berechnungen z.B. von Airglow-Emissionen, von Elektronen- und Ionendichten und -temperaturen und damit auch von den meisten Ionenreaktionen, der Aufheizung der oberen Atmosphäre, der Bildung von angeregten Zuständen einzelner atmosphärischer Bestandteile und dergleichen ist die Kenntnis der primären Elektronen- und Ionenproduktionsraten (vgl. Abb. 34 als Beispiel für O⁺) eine wichtige Voraussetzung.

4.1. 4 EUV-Indizes und Atmosphären-Modelle

Die Erarbeitung von Atmosphären-Modellen ist ein äußerst schwieriger Prozeß, der besonders an der unzureichenden Versorgung mit Meßdaten leidet. Um den Einfluß der solaren EUV-Strahlung zu berücksichtigen, war man bei den gängigen Modellen auf die F_{10.7}-Indizes angewiesen, die

ihrerseits in den verschiedenen Modellen verschieden gewichtet wurden (SCHMIDTKE, 1979b). Andererseits kann die Variation der EUV-Strahlung nur sehr bedingt durch die $F_{10.7}$ -Indizes dargestellt werden. Erschwerend kommt hinzu, daß die Rolle des K_p -Index ebenfalls nicht physikalisch, sondern statistisch in den Modellen steckt. So kann es nicht verwundern, wenn Atmosphären-Modelle gelegentlich in ihrer Tendenz völlig unerwartete Ergebnisse erbringen. Beispielsweise blieben die Exosphärentemperaturen im Zeitraum 1974-1976 nahezu konstant, sie nahmen eher leicht ab, während die EUV-Strahlung und noch stärker der $F_{10.7}$ -Index zunahm, der K_p -Index jedoch abnahm. Das MSIS-Modell ergibt ca. 30% zu hohe Werte. Das bedeutet, daß die Rolle der EUV-Strahlung in den Atmosphären-Modellen im Zusammenwirken mit anderen Energiequellen (z.B. Sonnenwind) physikalisch verankert werden sollte - ein langwieriger Prozeß.

In diesem Zusammenhang wird mit H.E. Hinteregger an der geeigneten Darstellung der solaren Strahlungsflüsse in Form von maximal 3 EUV-Indizes unter Einbeziehung des Schumann-Runge-Bereichs gearbeitet, damit diese für die obere Atmosphäre so wichtige Energiequelle quantitativ berücksichtigt werden kann.

4.2. Struktur und Variationen des Gases in der Thermosphäre

Das Gas in der Thermosphäre besteht im wesentlichen aus den Bestandteilen atomarer Sauerstoff O, molekularer Stickstoff N₂, molekularer Sauerstoff O₂, Argon Ar und Helium He. In den letzten Jahren gelang es, zusätzlich atomaren Stickstoff N nachzuweisen. Solare extreme ultraviolette Strahlung (EUV) und in hohen Breiten zusätzlich energetische Teilchen ionisieren die Gasbestandteile und sind somit für die Entstehung des ionosphärischen Plasmas verantwortlich, während die längerwellige ultraviolette Strahlung (UV) molekulare Gase dissoziiert. Durch die Absorption der Strahlung wird Energie in der Atmosphäre deponiert: das Gas wird aufgeheizt.

Diese Prozesse sind räumlichen und zeitlichen Schwankungen unterworfen und hängen von der Sonnenaktivität und der geomagnetischen Aktivität ab. Die entstehenden horizontalen Druckgradienten treiben kollektive Bewegungen der Gasbestandteile, "Winde", an, die zu einer Umverteilung der Gase in der horizontal geschichteten Atmosphäre führen. Insbesondere in hohen Breiten können durch lokal begrenzte Störungen atmosphärische Schwerewellen angeregt werden, die Energie aus hohen Breiten in mittlere Breiten transportieren und dort zur Erwärmung der atmosphärischen Gase beitragen. Die globale Verteilung der thermosphärischen Gasbestandteile und deren räumliche und zeitliche Veränderungen lassen sich am besten, wie es in den letzten Jahren geschehen ist, mit Hilfe von Meßgeräten an Bord von Satelliten untersuchen.

Empirische Modelle der Gaszusammensetzung und Temperatur der Thermosphäre (HEDIN et al., 1974; HEDIN et al., 1977a,b; JACCHIA, 1977; THUILLIER et al., 1977a,b; VON ZAHN et al., 1977; BARLIER et al., 1978) basieren vor

allem auf Beobachtungen satellitengetragener Experimente. Die Modelle beschreiben eine große Zahl einzelner Messungen mit Hilfe eines Satzes weniger Koeffizienten und sind damit eine leicht zu handhabende Darstellung eines bestimmten Datensatzes, was für viele aeronomische Untersuchungen, die als Voraussetzung die Kenntnis der neutralen Atmosphäre erfordern, hilfreich ist. Die Modelle bieten aber auch die einzige Möglichkeit, verschiedenes Datenmaterial, das zu unterschiedlichen Zeiten an unterschiedlichen Orten unter verschiedenen solaren und geophysikalischen Bedingungen gewonnen wurde, miteinander zu vergleichen und auf Konsistenz zu überprüfen. Darüber hinaus können solche Modelle zur Vorhersage benutzt werden, und sie erlauben unter Umständen Rückschlüsse auf die Natur der physikalischen Prozesse, die den Zustand der Thermosphäre kontrollieren.

4.2. 1 Vergleich der Neutralgasdaten der verschiedenen Experimente

Im letzten Jahrzehnt sind mehrfach Versuche unternommen worden, Meßwerte der Thermosphären-Gasdichte, die mit verschiedenen Verfahren gemessen worden sind, miteinander zu vergleichen. Unterhalb von 160 km Höhe ergab der Vergleich von Totalgasdichten aus der Satellitenabbremung mit in-situ Messungen durch Beschleunigungsmesser und Manometer gute Übereinstimmung (CARTER et al., 1969; CHAMPION et al., 1970; CHAMPION und MARCOS, 1973). SCHÄFER und WULF-MATHIES (1969) waren die ersten, die Gasdichten in der oberen Thermosphäre, in der Dichteveränderungen höhere Amplituden erreichen, verglichen haben. Dazu benutzten sie Manometermessungen des Satelliten Explorer 32 und Gasdichten, die aus seiner Abbremsung gewonnen waren. Ein gemeinsames Problem all dieser retrospektiven Vergleiche ist es, daß die Epochen der verschiedenen Meßwerte nur zufällig übereinstimmen.

4.2. 1.1 Vergleich der Perigäumsdichte

Mit AEROS stand erstmals ein Aeronomie-Satellit zur Verfügung, der die Möglichkeit bot, Vergleiche der Gasdichte auf der Grundlage verschiedener Experimente als ein Missionsziel zu planen. Die Summation der Partialdichten, die mit den Massenspektrometern NATE und NIMS gemessen wurden, ergibt bis auf die nicht gemessene, in den Flughöhen des Satelliten vernachlässigbare Komponente O_2 die totale Gasdichte, die im Perigäum auch von dem passiven Experiment ADA bestimmt wurde. Den größten Beitrag zur Abbremsung bewirkt der atomare Sauerstoff O, der im Höhenbereich von AEROS überall der dominierende Gasbestandteil ist. Ein früher Vergleich (ROEMER und WULF-MATHIES, 1974) zwischen Datenpunkten von NATE, NIMS und ADA über einen 3-Tage-Zeitraum (s. Abb. 36) zeigte schon interessante Eigenschaften, die in ausführlicheren Untersuchungen bestätigt wurden: im Mittel liegen die Absolutwerte der Gasdichte der drei Experimente innerhalb 10% beieinander, aber es zeigt sich eine signifikante Streuung der Einzelwerte der in-situ Messungen in Vergleich zu den durch die Methode geglätteten Perigäumsdichten der Abbremsungsmethode. Der Vergleich auf der Grundlage von NIMS- und ADA-Daten wurde auf einen Zeitraum von 90 Tagen durch ROEMER und KRANKOWSKY (1976) ausgedehnt. Für rund 500 Vergleichs-Orbits beträgt das durchschnittliche Verhältnis von ADA-Dichte zur NIMS-Dichte 1,03 bei einer hohen Streuung der Einzeldaten von $\pm 18\%$ (s. Abb. 37). Einer der Gründe für die Streuung liegt darin, daß der dem Perigäum nächste Meßpunkt von NIMS auch dann zum Vergleich herangezogen wurde, wenn die in-situ Messung mehrere Grad in Breite von Perigäum entfernt durchgeführt wurde, ein Umstand der bei der relativ geringen räumlichen Auflösung der AEROS-A Messungen nicht zu umgehen war. Die in Wirklichkeit vorliegende lokale Struktur der Thermosphäre wird von NIMS, jedoch nicht von ADA, beobachtet und trägt daher zur Streuung bei.

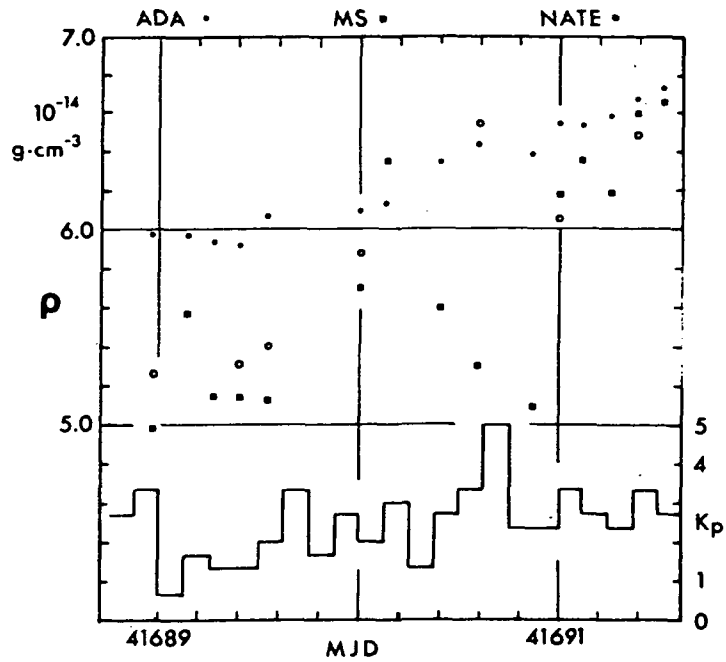


Abb. 36: Erster Vergleich der Totalgasdichte gemessen mit den Experimenten ADA, NATE und NIMS bei AEROS-A für drei Tage vom 7. bis 9.1.1973.

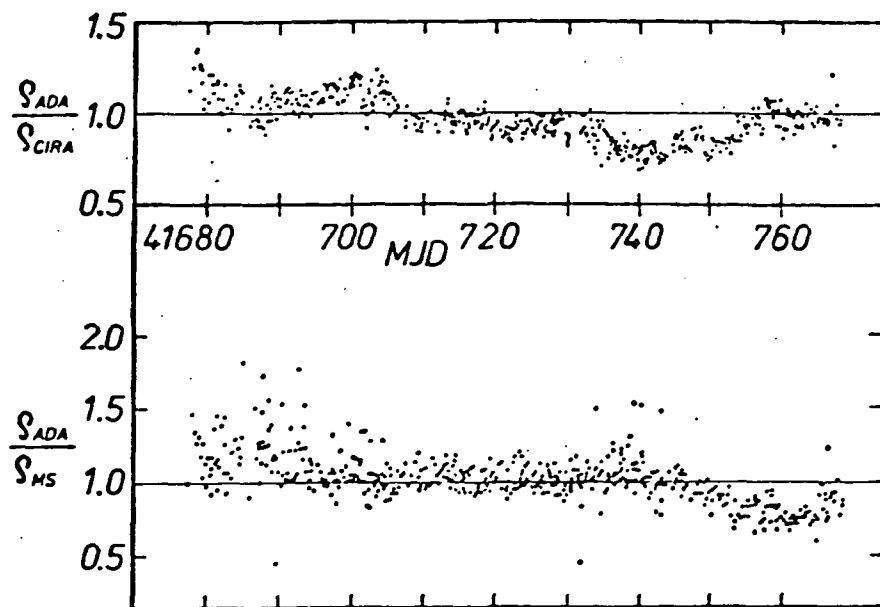


Abb. 37: Für die ersten drei Monate der AEROS-Mission ist das Verhältnis der Totalgasdichte im Perigäum aus dem Experiment ADA zum Modellwert der CIRA 1972 im oberen Teil und zur Totalgas-

Für die gesamte AEROS-A-Mission wurde auf der Grundlage der drei Experimente NIMS, NATE und ADA der Vergleich der Perigäumsdichten durchgeführt. In Abb. 38 wird die Lage des Perigäums als Funktion der Zeit zusammen mit geophysikalischen und Sonnenaktivitäts-Parametern gegeben.

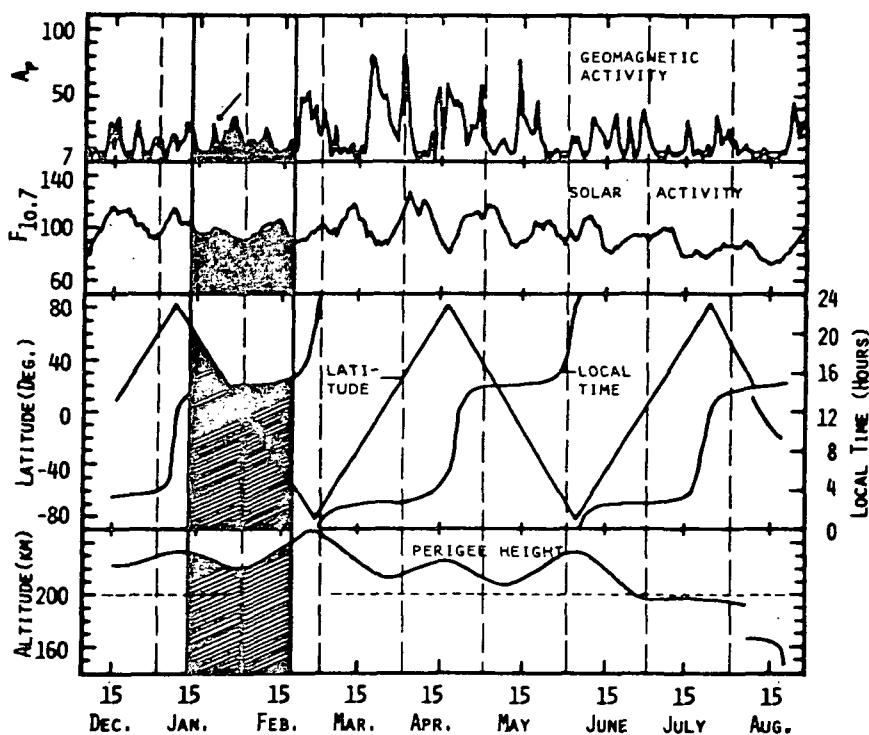


Abb. 38: Perigäumslage des Satelliten AEROS-A vom Dezember 1972 bis zum August 1973. Der schraffierte Bereich weist auf den Zeitraum Januar und Februar 1973 in Abb. 40 hin.

Die Perigäumshöhe blieb unterhalb von 200 km für die letzten 40 Tage vor dem zweiten Bahnmanöver. Für diese Periode und für die ersten 100 Missionstage ist der Vergleich zwischen NATE, NIMS und ADA in Abb. 39 gegeben (ROEMER et al., 1979). Der Mittelwert der Verhältnisse der Gasdichte aus den drei Experimenten weicht vom Wert 1 nur

um 4% ab. Dennoch bleibt die Streuung der Einzelwerte hoch, obwohl bei NATE 4 bis 5 Einzelwerte nahe dem Perigäum zum Vergleich herangezogen werden. Dieses Verfahren verringerte die Streuung aber nur auf $\pm 16\%$ bei NATE/ADA gegenüber $\pm 18\%$ bei NIMS/ADA. Die geringe Verbesserung der Standardabweichung bei dem in dichteren Abständen messenden NATE ist ein weiterer Hinweis darauf, daß die Massenspektrometer Strukturen der Gasdichte auflösen, die von dem Abbremsungsexperiment aus methodischen Gründen nicht gesehen werden.

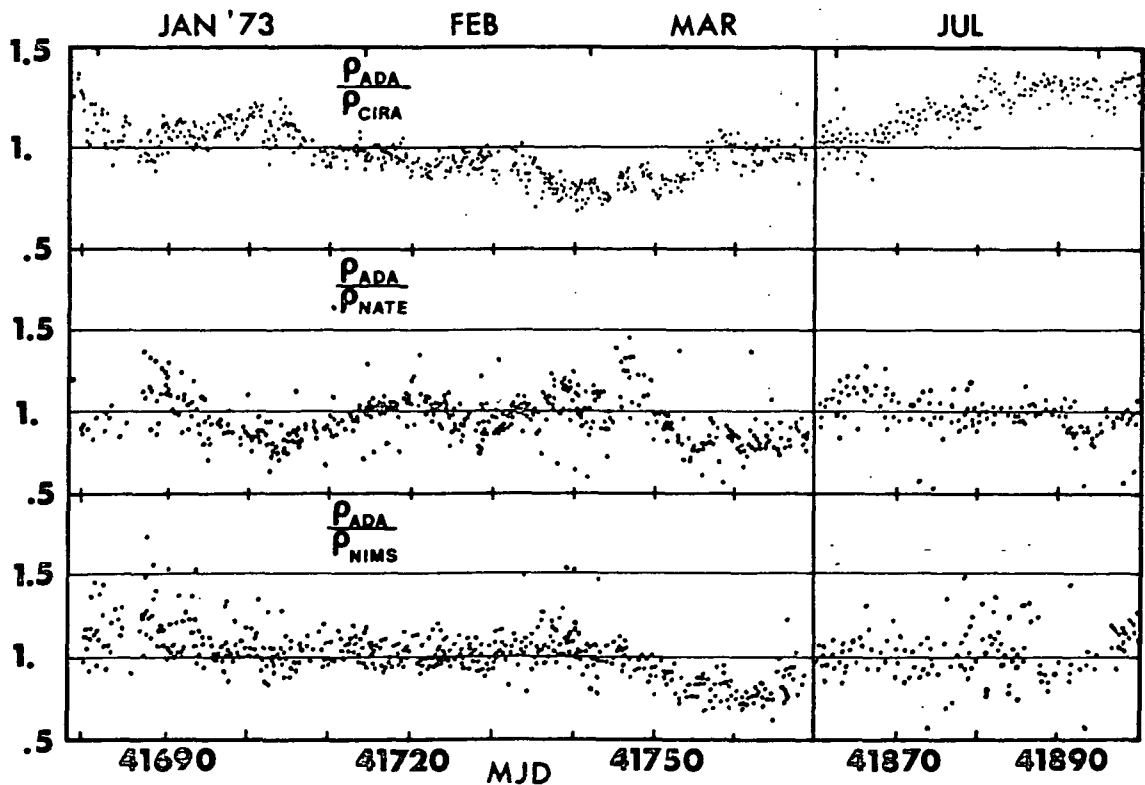


Abb. 39: Punkt-zu-Punkt-Vergleich der Perigäumsdichte für die ersten 100 Tage von AEROS-A und die letzten 40 Tage vor dem zweiten Bahnmanöver, als die Perigäumshöhe unterhalb von 200 km lag.

Die mit den Daten von AEROS-A gewonnenen Vergleichswerte bilden den detailliertesten Vergleich dreier unabhängiger Neutralgas-Experimente eines Satelliten, der bisher durchgeführt wurde (ROEMER et al., 1979a,b). Diese Vergleiche erbringen Vorteile für die Auswertung beider Beobachtungstechniken. Da Daten der Abbremsungsmethode frei von Kalibrierungsänderungen oder Drifts sind, können Dichteverhältnisse benutzt werden, um in-situ Messungen auf mögliche Drifts zu untersuchen. Bei AEROS-A ergab diese Analyse, daß die Massenspektrometer-Messungen frei von einer Drift sind. Auf der anderen Seite können die in-situ-Daten wichtige Kriterien zur Verkleinerung der Filterbreite liefern, mit der die Einzelpositionsmessungen des Satelliten im Rahmen der Spline-Approximation (s. Kap. 3.7) ausgewertet werden.

4.2. 1.2 Vergleich ganzer Meßorbits

Der Vergleich der Perigäumsdichten aus in-situ und integralen Messungen ist durch den großen Unterschied in der raumzeitlichen Auflösung der beiden Methoden erschwert. Aus diesem Grund bietet sich ein Verfahren (ROEMER und WULF-MATHIES, 1974) an, das aus der Umkehrung der Dichtebestimmung aus der Satellitenabbremsung besteht. Bei der Dichtebestimmung aus der Abbremsung ist in der 2. Formel in Kap. 3.7 die Umlaufzeitänderung aus den Satellitenbeobachtungen bekannt, und die Dichte im Perigäum wird berechnet. Für den Vergleich mit dem inversen Verfahren setzt man die durch das Massenspektrometer gegebenen Totaldichten D_i an diskreten Punkten der Bahn auf der rechten Seite ein und bestimmt einen Sollwert der Umlaufzeitänderung. Dieser Sollwert ergibt sich zu

$$\frac{\Delta P}{P} = -\frac{3}{2} \frac{a}{m\mu} \cdot \left[(A \cdot c_w \cdot v^3)_i \cdot D_i \cdot \Delta t \right]$$

Im Idealfall sollte der Sollwert ($\Delta P/P$) mit dem aus den Beobachtungen bestimmten Istwert \dot{P} übereinstimmen. Der Istwert \dot{P} ist eng mit den tatsächlichen Meßwerten, den Bahnbeobachtungen, verknüpft, so daß sich keine systematischen Fehler einschleichen. Bei einem Gesamtfehler von etwa 5% durch Beobachtungsfehler und den Übergang vom Integral zur Summe in der o.a. Gleichung ergibt sich als Testkriterium, daß die beobachtete Umlaufzeitänderung mit dem Sollwert innerhalb von 5% übereinstimmen sollte.

Die Anwendung dieser Methode hängt von der Verteilung der Massenspektrometerdaten entlang der Bahn ab. Zunächst beschränkten sich ROEMER et al. (1979a,b) auf Orbits mit Dichtemessungen symmetrisch zum Perigäum. Diese Einschränkung hat zur Folge, daß zunächst nur Messungen aus der AEROS-A-Mission und zwar vom 11. Januar bis zum 2. Februar 1973 zur Verfügung stehen. Dieser Bereich ist in Abb. 38 schraffiert dargestellt. Die Ergebnisse sind in Abb. 40 gezeichnet. Im obersten Teil ist das Verhältnis des Istwertes der Umlaufzeitänderung zum Sollwert gezeichnet. Im Idealfall sollten alle Punkte auf der Horizontalen mit dem Verhältnis 1,0 liegen. Im Mittel ist diese Bedingung auch gut erfüllt. Die Testrelation mit einer Abweichung von bis zu 5% erfüllen 68 von 87 Datenpunkten. Vergleicht man nun die Perigäumsdichten aus der Abbremsung mit den in-situ-Daten nahe dem Perigäum, so erkennt man im Mittelteil der Abb. 40, daß die Streuung deutlich größer ist und sich eine systematische Variation des Dichteverhältnisses andeutet. Augenscheinlich führt die wesentlich schlechtere raum-zeitliche Auflösung der Abbremsungsdaten zu diesen Ergebnissen. Im unteren Teil der Abbildung sind die Gasdichte aus der Abbremsung und gemessen durch das Massenspektrometer NATE aufgetragen. Die Variationen der Perigäumsdichte, die in den in-situ Daten sichtbar werden, kann man ebenfalls in den Abbremsungsdaten erkennen, jedoch mit deutlich kleinerer Amplitude und Auflösung.

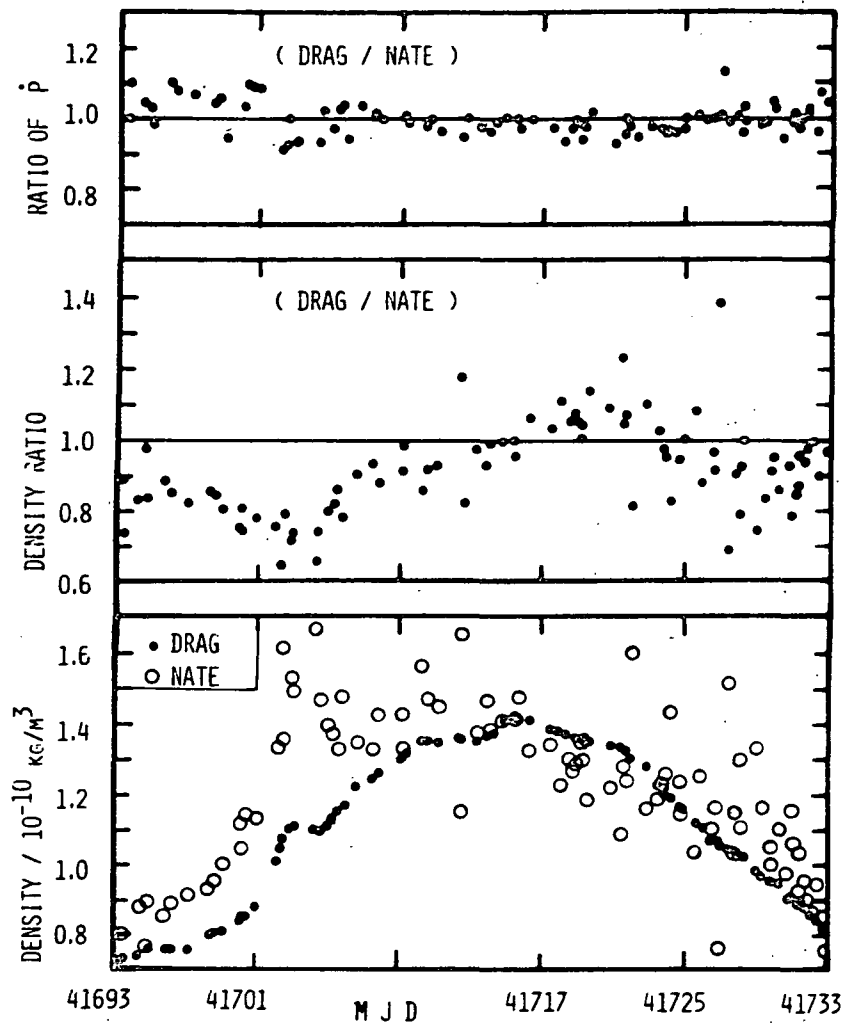


Abb. 40: Ergebnis des Vergleichs ganzer Meßorbits für ein 40-Tage-Intervall im Januar/Februar 1973.

Das zur Abbremsungsmethode inverse Verfahren erweist sich als eine leistungsfähige Methode, um die in-situ-Messungen über längere Zeiten zu testen. Im Falle von AEROS-A werden die Absolutwerte des Massenspektrometers NATE bestätigt. Diese Methode unterstützt auch das Faktum, daß der Durchschnittswert der Verhältnisse in-situ zu orbitalen Messungen sehr nahe bei 1 liegt. Jedoch sind individuelle Dichtedaten aus der Abbremsungsmethode merklich geglättet

mit kleineren Amplituden der Dichtevariationen als sie in der Thermosphäre tatsächlich auftreten.

4.2. 1.3 Vergleich von Sauerstoff-Messungen

Neben den Massenspektrometer-Messungen entlang der Bahn können Profile der Sauerstoffdichte von 200 - 450 km abgeleitet werden aus Messungen des EUV-Spektrometers (SCHMIDTKE et al., 1974b) in Mode IV und V (vergl. Kap. 3.2. 3) auf der Grundlage der Absorption ausgewählter solarer Spektrallinien. Da in dem Höhenbereich über 200 km der Hauptbestandteil atomarer Sauerstoff ist, könnte der von molekularem Sauerstoff und Stickstoff absorbierte Strahlungsanteil aus den EUV-Spektrometerdaten allein nur sehr ungenau abgeleitet werden. Deswegen wurde folgendes Auswerteverfahren angewendet: Als nullte Näherung werden als Eingangsparameter aus dem MSIS-Modell die Exosphären-Temperatur und daraus die Skalenhöhen für atomaren Sauerstoff und molekularen Stickstoff (molekularer Sauerstoff kann vernachlässigt werden) sowie die Dichten des molekularen Stickstoffs entnommen. Mit Hilfe dieser Parameter wird nach der erweiterten Chapman-Theorie von SWIDER (1964) zunächst der auf Stickstoff entfallende Anteil der Absorption modellmäßig berechnet und von der beobachteten Totalabsorption abgezogen. Nun können die Sauerstoff-Dichten direkt abgeleitet werden und zwar als 1. Näherung. Das so erhaltene Profil liefert eine erste Näherung für die gemessene (nicht vom Modell abgeleitete) Exosphären-Temperatur. Mit dieser Größe werden dann die Stickstoff-Dichten neu angepaßt, ihre Anteile an der Extinktion für jede Höhe neu bestimmt und daraus die Sauerstoff-Dichten in zweiter Näherung abgeleitet. Dieser Prozeß wird wiederholt. Es zeigt sich, daß die 3. bzw. 4. Näherung bereits hinreichend genaue Ergebnisse bringt. Der Einfluß der Anfangswerte aus dem MSIS-Modell auf die Endwerte

bleibt gering. In den Abbn. 41 und 42 sind solche aus der EUV-Absorption erhaltene Sauerstoff-Profile als Beispiele gegeben (SCHMIDTKE et al., 1974b; SCHMIDTKE, 1975). Für

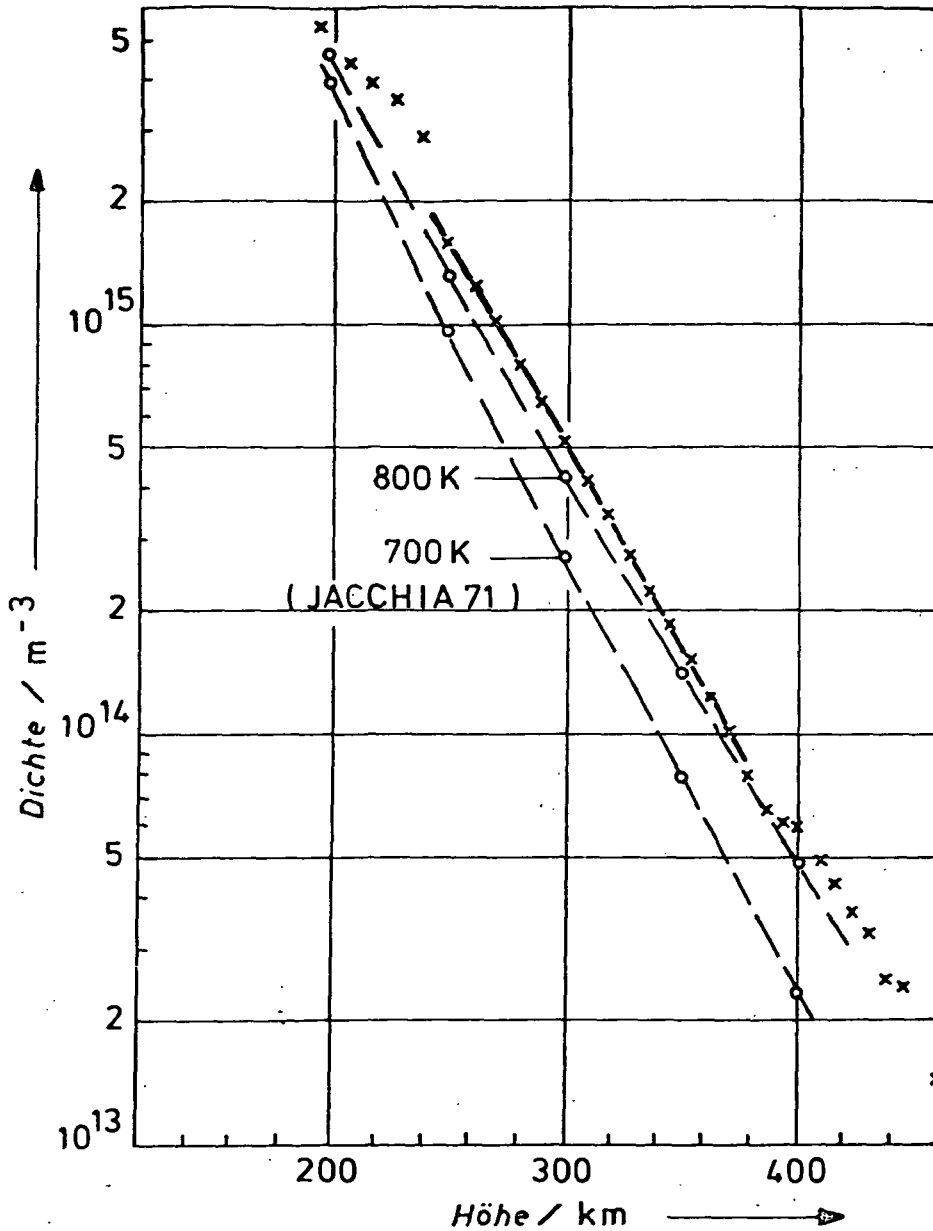


Abb. 41: Aus EUV-Meßwerten abgeleitetes Höhen-Profil des atomaren Sauerstoffs für Orbit 2002 bei AEROS-A am Sonnenaufgangsort (67° S, 38° O) am 116. Tag des Jahres 1973 um 16.48 UT. Profile des JACCHIA 1971-Modells zum Vergleich.

zwei ausgewählte Zeiträume mit geomagnetisch ruhigen Bedingungen sind die Sauerstoffdichten bei 300 km Höhe als Funktion der geographischen Länge in Abb. 43 aufgetragen. Da alle Messungen bei einer festen Ortszeit durchgeführt wurden, sind alle Lokalzeiteffekte eliminiert, und die verbleibenden Schwankungen müssen als zeitliche Änderungen der O-Dichte in 300 km Höhe angesehen werden; eine Abhängigkeit von der Länge ist nicht erkennbar (SCHMIDTKE et al., 1975b).

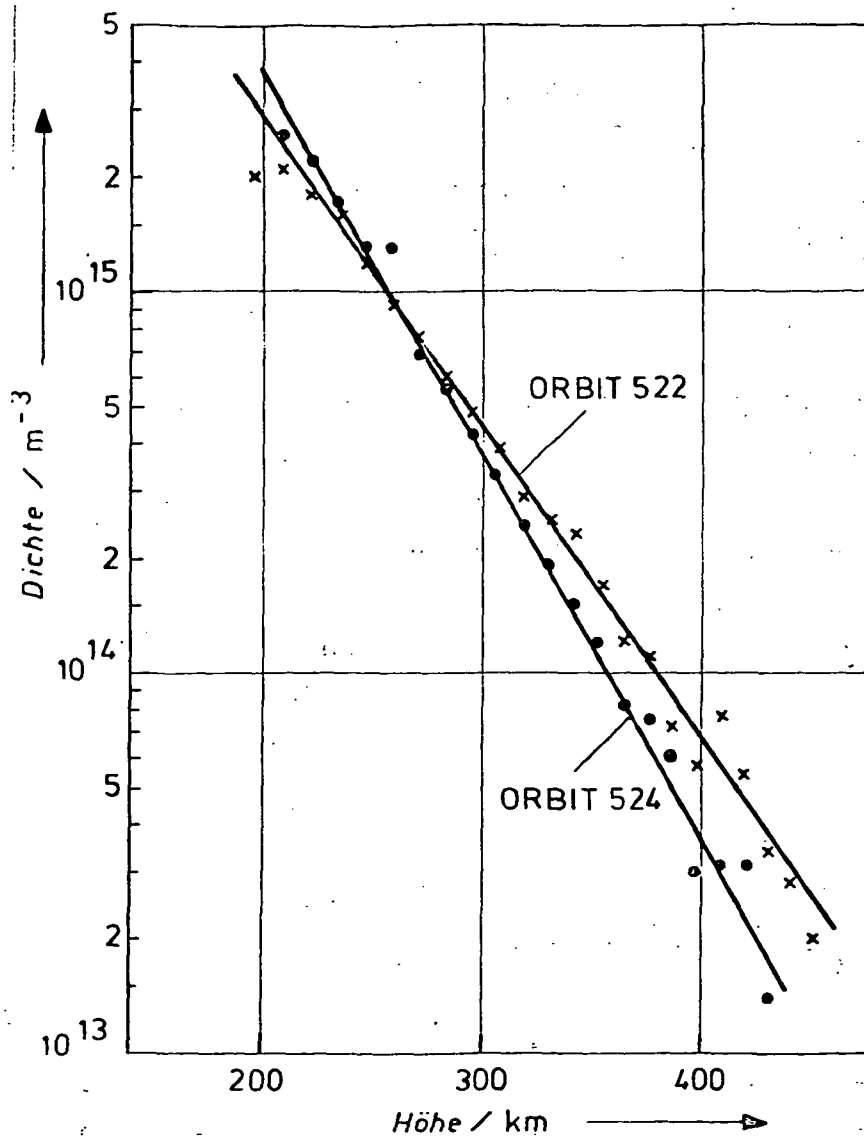


Abb. 42: Zwei Höhenprofile des atomaren Sauerstoffs (AEROS-A am 19. Januar 1973).

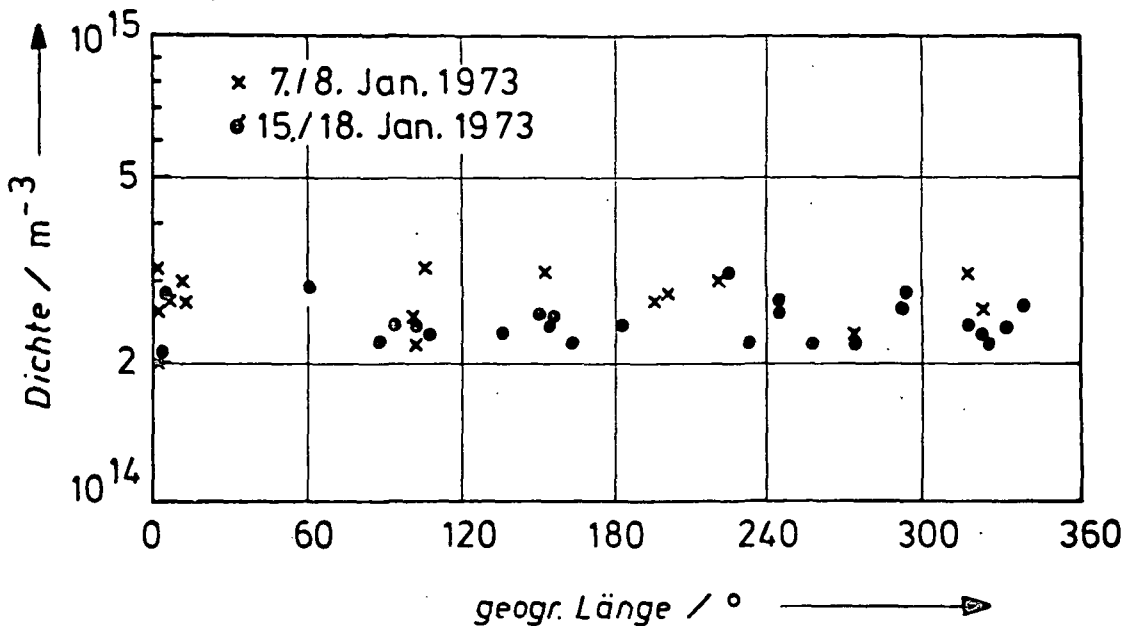


Abb. 43: Dichte des atomaren Sauerstoffs in 300 km Höhe als Funktion der geographischen Länge während zweier geomagnetisch ruhiger Meßperioden.

Wenige Tage nach einer Meßreihe bei ruhigen geomagnetischen Bedingungen trat ein geomagnetischer Sturm auf mit einem Maximum im planetaren geomagnetischen Index K_p von 6. Aus den Sauerstoff-Höhenprofilen der EUV-Absorptionsmessung konnte die Störung der Sauerstoffdichte in 200, 300 und 400 km Höhe abgeleitet werden (SCHMIDTKE, 1975). Hier zeigt sich als Vorteil des Verfahrens, daß Gasdichten nahezu gleichzeitig in mehreren Höhen entlang eines hinreichend radialen Höhenprofils oberhalb eines Ortes auf der Erdoberfläche gemessen werden. Die Auswertung der Ergebnisse (s. Abb. 44) ergibt, daß die Verzögerungszeit zwischen Sturmmaximum und Sauerstoffmaximum in 200 km größer ist als in 300 und 400 km Höhe. Der Trend zu größeren Verzögerungszeiten in niedrigeren Höhen ist kompatibel mit Totaldichteresultaten (ROEMER, 1971) und mit theoretischen Untersuchungen der Energiedissipation (VOLLAND, 1970). Außerdem zeigt sich in qualitativer Über-

einstimmung mit theoretischen Vorhersagen (MAYR und VOLLAND, 1973), daß der relative Dichteanstieg in größeren Höhen ausgeprägter ist.

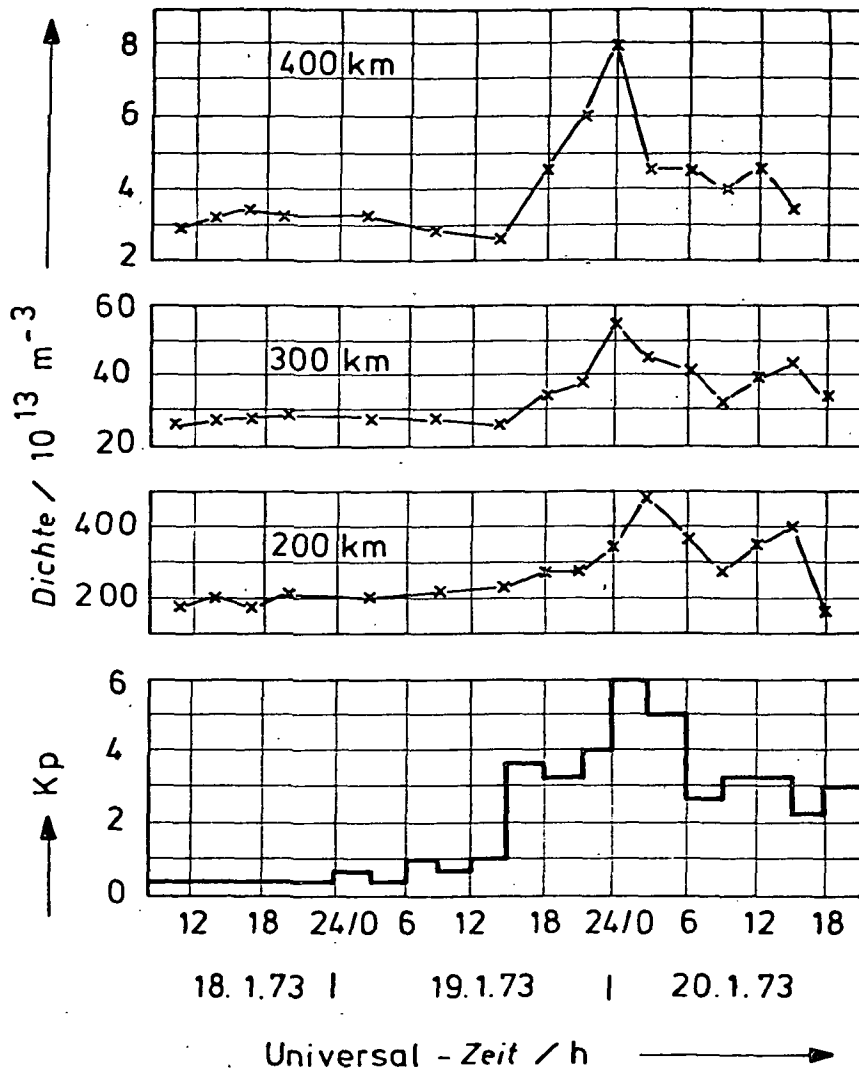


Abb. 44: Variation der Dichte des atomaren Sauerstoffs während der geomagnetischen Störung vom 19. und 20. Januar 1973 für die Höhen 200 km, 300 km und 400 km.

Gasdichtebestimmungen aus der Messung der EUV-Absorption von Bord eines Satelliten sondieren die Atmosphäre während des Sonnenaufgangs und Sonnenuntergangs, d.h. zur Zeit des Ein- und Ausschaltens der wichtigsten Energiequelle für die Hochatmosphäre. Messungen zu diesen Zeitpunkten sind damit sehr wichtig für das Verständnis der Reaktion der Hochatmosphäre auf variable Energiedissipation. Meßdaten aus diesem Lokalzeitbereich, die unabhängig von den Massenspektromettermessungen sind, können wesentlich zur Stützung der Kenntnis der tageszeitlichen Variation während der Dämmerung beitragen. Vergleiche mit den in-situ-Messungen sind nur dann auf einfache Weise möglich, wenn der solare Zenitwinkel der Absorptionsmessung genau 90° ist, d.h. wenn die EUV-Absorption

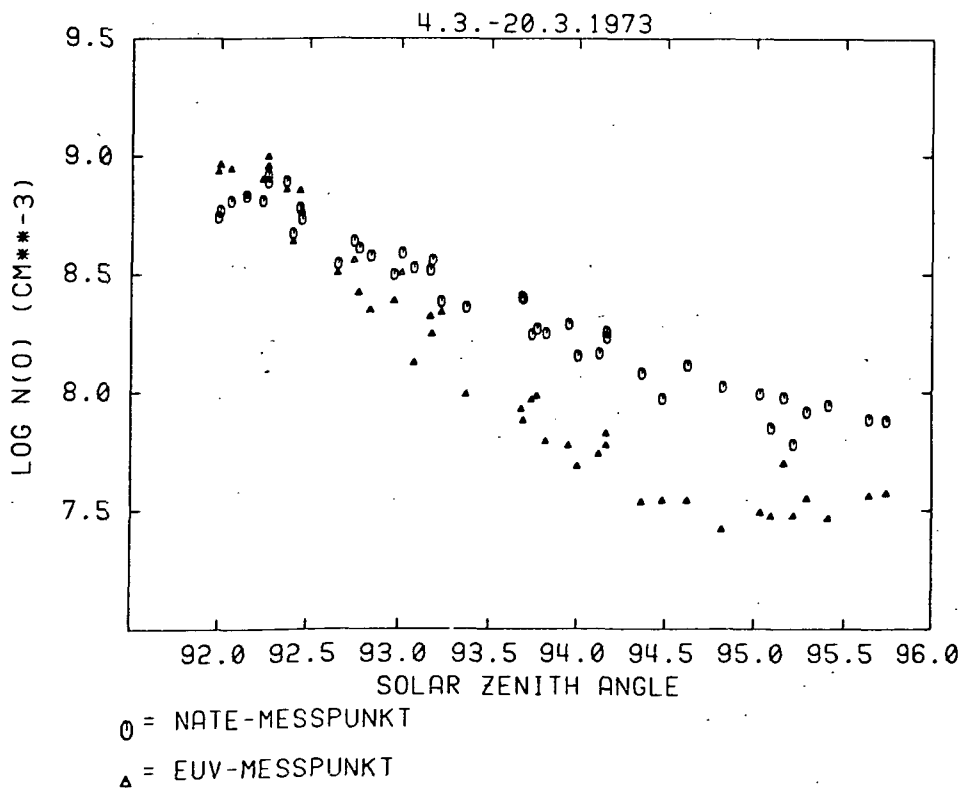


Abb. 45: Vergleich der Sauerstoffdichten aus der EUV-Absorption und der NATE-Messung, aufgetragen gegen den solaren Zenitwinkel.

wie die Sauerstoffdichte am Ort des Satelliten gemessen wird. Für von 90° abweichende Zenitwinkel ist der Meßort der EUV-Sauerstoffmessung nicht mit der Satellitenposition identisch. Vergleiche der Datensätze sind dann nur möglich, wenn mit Hilfe eines Atmosphärenmodells die eine Meßreihe auf die jeweilige Position in Höhe, geozentrische Koordinaten und Lokalzeit der anderen Meßwerte umgerechnet wird. Untersuchungen über das geeignetste Vergleichsverfahren sind noch in Arbeit (SENZLOBER, 1979). Die Sauerstoff-Meßpunkte in der Nachbarschaft der Satellitenposition stimmen mit den Daten des NATE-Massenspektrometers gut überein, wie man aus den Beispielen der Abb. 45 und 46 entnehmen kann (SENZLOBER, 1979). Die Daten aus zwei Vergleichszeiträumen, bei denen nur eine Anpassung auf die Höhe des Massenspektrometer-Meßpunktes

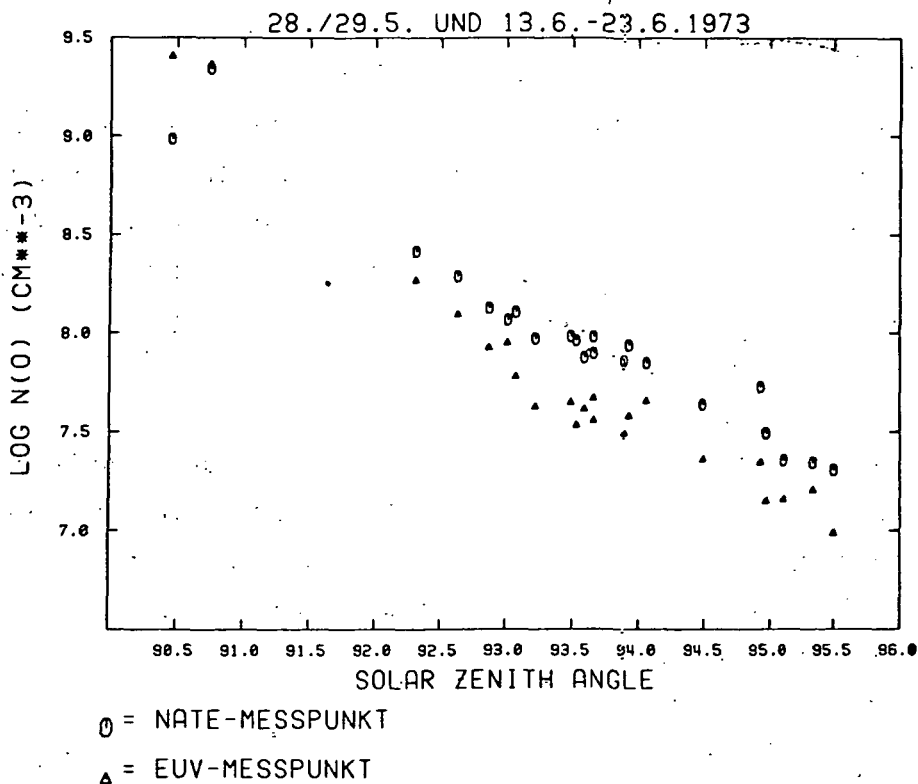


Abb. 46: Sauerstoffdichten aus den EUV- und NATE-Experimenten im Mai und Juni 1973.

mit Hilfe der Sauerstoff-Skalenhöhe aus dem EUV-Sauerstoff-Höhenprofil vorgenommen wurde, zeigen eine sehr gute Übereinstimmung für Zenitwinkel unter 93° . Mit wachsender Distanz zwischen den Meßbörmern und damit merklichen Unterschieden in räumlichen und Lokalzeit-Koordinaten wachsen die Unterschiede in den Messungen trotz Differentialkorrektur mit Hilfe des MSIS-Modells. Die sehr gute Übereinstimmung bei satellitennahen Meßwerten stützt die Zuverlässigkeit der dichteren NATE- und NIMS-Meßreihen in ihrer Aussage über Absolutwerte der Sauerstoffdichte.

4.2. 2 Empirische Thermosphärenmodelle

Modelle der Thermosphäre auf der Grundlage von Satellitenmessungen der Neutralgasparameter sollten in drei Schritten entwickelt werden:

- Untersuchung der Verwertbarkeit und Genauigkeit des zur Verfügung stehenden Datenmaterials. In diesem Schritt erfolgt eine Auswahl unter dem Gesichtspunkt der Vertrauenswürdigkeit der Daten und ihrer sinnvollen Verteilung bezüglich des ausgewählten Modellierungsverfahrens sowie des angestrebten Modells.
- Eigentliche Modellerstellung in einem oder mehreren Schritten, an deren Ende ein Modell steht, mit dem man bei gegebenen Eingangsgrößen die wahrscheinlichsten Werte für den jeweiligen Zustand der Hochatmosphäre, vornehmlich im Flugzeitraum, berechnen kann.
- Diskussion der Eigenschaften des resultierenden Modells. Dies kann geschehen durch Simulation des Ablaufs verschiedener Vorgänge in der Thermosphäre mit Hilfe des Modells oder durch Vergleich mit anderen Daten und Modellen.

Vergleicht man das Modell mit den für die Modellerstellung verwendeten einzelnen Meßdaten, so weisen alle Abweichungen auf bei der Modellierung noch nicht erkannte oder nicht bzw. in ungeeigneter Weise berücksichtigte Vorgänge und Störungen in der Struktur der Thermosphäre hin. Es kann dann der Versuch unternommen werden, durch eine Verbesserung des Modells diese neuen unbekannt oder schlecht erfaßten Effekte zu berücksichtigen. Neue Erkenntnisse über physikalische Vorgänge in der Thermosphäre sind damit letztes Ergebnis der Diskussion.

Mit den AEROS-Satelliten standen Instrumententräger zur Verfügung, die nicht nur die wesentlichen Parameter der Neutralatmosphäre sondern auch die Plasmodaten gemessen haben (s. Kap. 4.3). Damit werden nicht nur die Daten für ein Neutralgasmodell zur Verfügung gestellt, sondern mit Hilfe eines solchen Modells können auch Zusammenhänge zwischen Neutralgas und Plasma beobachtet und die gegenseitigen Wechselwirkungen genauer untersucht werden. Aber auch die Untersuchung der Struktur und der Variationen des Gases in der Thermosphäre per se ist nicht uninteressant, da unser Wissen über die Zusammenhänge zwischen Thermosphärenparametern und dem sie steuernden solaren Energiestrom verbesserungsbedürftig ist, wie auf spektakuläre Weise durch den früher als erwartet erfolgten Absturz von Skylab demonstriert wurde.

In den letzten Jahren sind nach dem Muster des OGO-6-Modells (HEDIN et al., 1974), dem ersten Vertreter einer neuen Kategorie empirischer Modelle, die sich auf große Zahlen massenspektrometrischer Gaskompositionsmessungen stützen, mehrfach Thermosphärenmodelle entwickelt worden. Dabei fanden auch Messungen von AEROS-A Eingang in das MSIS-Modell (HEDIN et al., 1977a,b). Doch ein reines AEROS-Modell ist ebenfalls möglich und sinnvoll. Allen

Modellen der Vor-AEROS- oder Multi-Satelliten-Kategorie ist nämlich gemeinsam, daß kein besonderes Augenmerk auf die Gesichtspunkte des ersten oben genannten Schrittes gelegt wurde und daß die Messungen der AEROS-Satelliten nicht im dominierenden Maße Eingang gefunden haben. Genau dies ist aber notwendig, wenn etwa für aeronomische Untersuchungen mit den auf AEROS beobachteten Plasmadaten der Zustand der Thermosphäre im Flugregime dieser Satelliten als Eingabe vorhanden sein muß. Primäres Ziel der Modell-erstellung muß eine Repräsentation der vielen Einzelmeßdaten durch einen möglichst knappen Parametersatz sein, wobei die mittlere Abweichung zwischen gerechneten und tatsächlich gemessenen Größen möglichst klein ist. Über diesen pragmatischen Anspruch hinaus sollte der Fit mit Modellfunktionen erfolgen, deren Funktionsbestandteile durch die bisher bekannte Struktur der Thermosphäre und ihrer Variationen begründet sind.

Die geforderte Untersuchung von Genauigkeit, Zuverlässigkeit und Verteilung der Eingangsdaten wurde bei der Erstellung der AEROS-Modelle in mehreren Schritten sehr eingehend durchgeführt (vgl. Abschn. 1). Es liegt hinreichend gute Gleichverteilung der Meßdaten in Zwei-Parameter-Streudiagrammen vor, mit einer wesentlichen Ausnahme: Breite und Lokalzeit der Messung sind stark korreliert, wie Abb. 47 zeigt. 5000 repräsentative Datenpunkte, d.h. etwa 10% der vorliegenden Messungen von AEROS-A zeigen, daß 78% aller Meßwerte und 100% von denen zwischen 70° nördlicher und 70° südlicher Breite in den Ortszeitenintervallen 2-4 Uhr und 13-16 Uhr liegen. Eine Überdeckung aller Tageszeiten und Breiten ist also aufgrund der Missionsplanung einer sonnensynchronen polnahen Bahn bewußt nicht gegeben. Das kann zu Schwierigkeiten in der Modellierung der tageszeitlichen Terme führen.

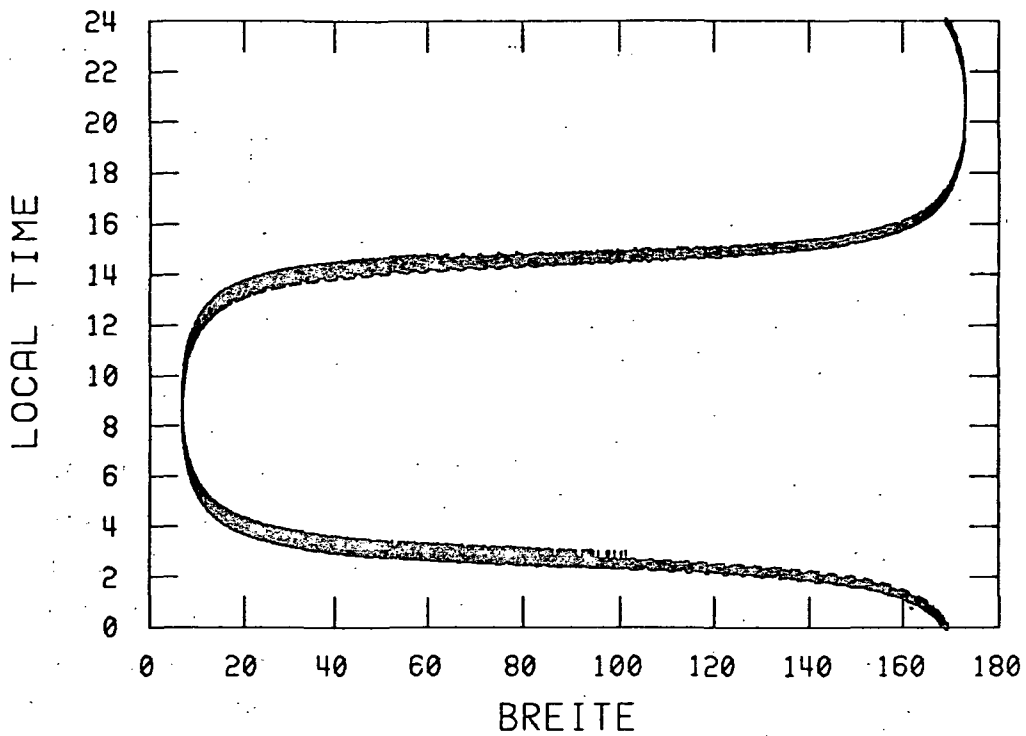


Abb. 47: Korrelation zwischen Lokalzeit und Breite der Bahn von AEROS-A. Dargestellt sind 5000 repräsentative Meßpunkte. (Abszisse ist Poldistanz).

Bei dem Versuch der Entwicklung eines konsistenten empirischen Thermosphärenmodells, das über einem möglichst großen Bereich geophysikalischer Parameter im Gesamtgebiet der Thermosphäre gelten soll, ist man wegen solcher Koppelung von Parametern der einzelnen Satelliten auf eine möglichst große Zahl von Satelliten in verschiedenen Umlaufbahnen zu verschiedenen Epochen angewiesen. Das wahrscheinlich meistbenutzte Modell dieser Art, das auf der Basis der bisher größten Zahl satellitengetragener Massenspektrometer und Messung der inkohärenten Radar-Rückstreuung von HEDIN et al. (1977a,b) entwickelt wurde, ist das MSIS-Modell. Die mit dem AEROS-A NATE-Instrument gemessenen Neutralgasdichten von N_2 , O, Ar und He bilden einen wichtigen Bestandteil dieser Datenbasis, vor allem im Gebiet polnaher Breiten.

4.2. 2.1 Thermosphärenmodelle auf der Basis der NIMS-Messungen

Als Vorstufe zu der eigentlichen Modellerstellung auf Kugelfunktionsbasis nach der OGO-6-Philosophie (HEDIN et al., 1974) wurden die NIMS-Neutralgasmessungen mit der COSPAR International Reference Atmosphere (CIRA) 1972 verglichen mit dem Ziel, dieses Modell an die NIMS-Messungen anzugleichen (JUNG, 1977). CIRA 1972 ist das bewährteste von den Thermosphärenmodellen, welche nahezu ausschließlich durch Totalgasdichtemessungen aus der Satellitenabbremmung bestimmt sind. Der Vorteil solcher Modelle liegt darin, daß die geophysikalischen Parameter die Exosphärentemperatur bestimmen, deren Wahl dann die Dichte der Konstituenten im Diffusionsgleichgewicht in jeder Höhe festlegt. Diese Quasi-Ein-Parameter-Modelle sind sehr wichtig für die Methode der Dichtebestimmung aus der orbitalen Satellitenabbremmung im iterativen Verfahren. Abb. 48 zeigt deutlich die Schwierigkeiten dieser Modelle, bei denen konstituentenspezifische Reaktionen auf Störungen ausgeschlossen sind, da in der Modellphilosophie bei Exosphärentemperaturerhöhungen alle Konstituenten unisono entsprechend ihrer Skalenhöhenveränderung in einer gegebenen Höhe ansteigen. In Abb. 48 zeigt sich, daß der Sauerstoffdichte-Anstieg in hohen Breiten im Verlaufe geomagnetischer Störungen bei CIRA 1972 deutlich überschätzt wird. Im Verlaufe der Untersuchungen ergab sich, daß mit wenigen Korrekturen ohne Änderung der Modellphilosophie für die Hauptkonstituenten O und N₂ eine wesentlich bessere Vorhersage der Partialdichten auf der Grundlage der NIMS-Messungen möglich war (JUNG, 1977). Das Ausmaß der Verbesserung wird in Abb. 49 deutlich, in der das Verhältnis der Partialdichten für Sauerstoff $n_{\text{CIRA}}/n_{\text{NIMS}}$ vor und nach der Korrektur der CIRA 1972-Terme gezeigt ist.

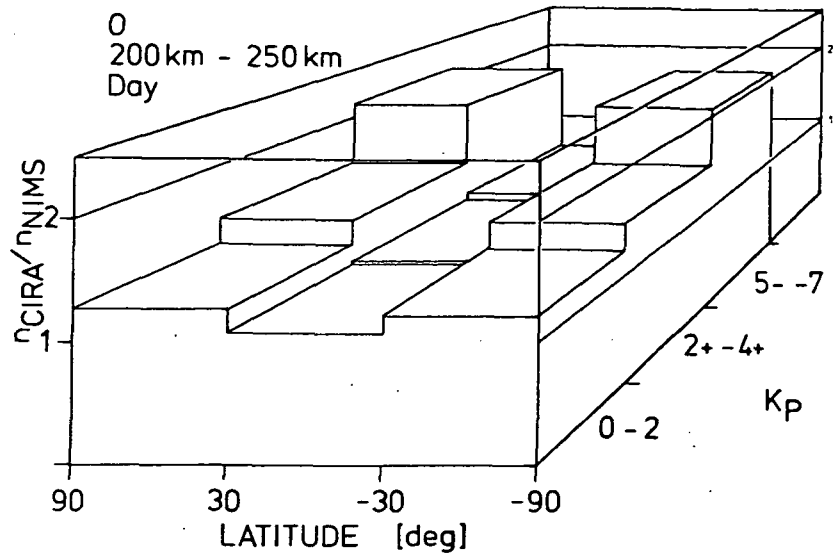


Abb. 49: Verhältnis der NIMS-Sauerstoffmessungen zum CIRA 1972-Modell für die Missionszeit von AEROS-A (im oberen Teil). Im unteren Teil ist das gleiche Verhältnis nach Verbesserungen der Parameter im CIRA 1972-Modell dargestellt.

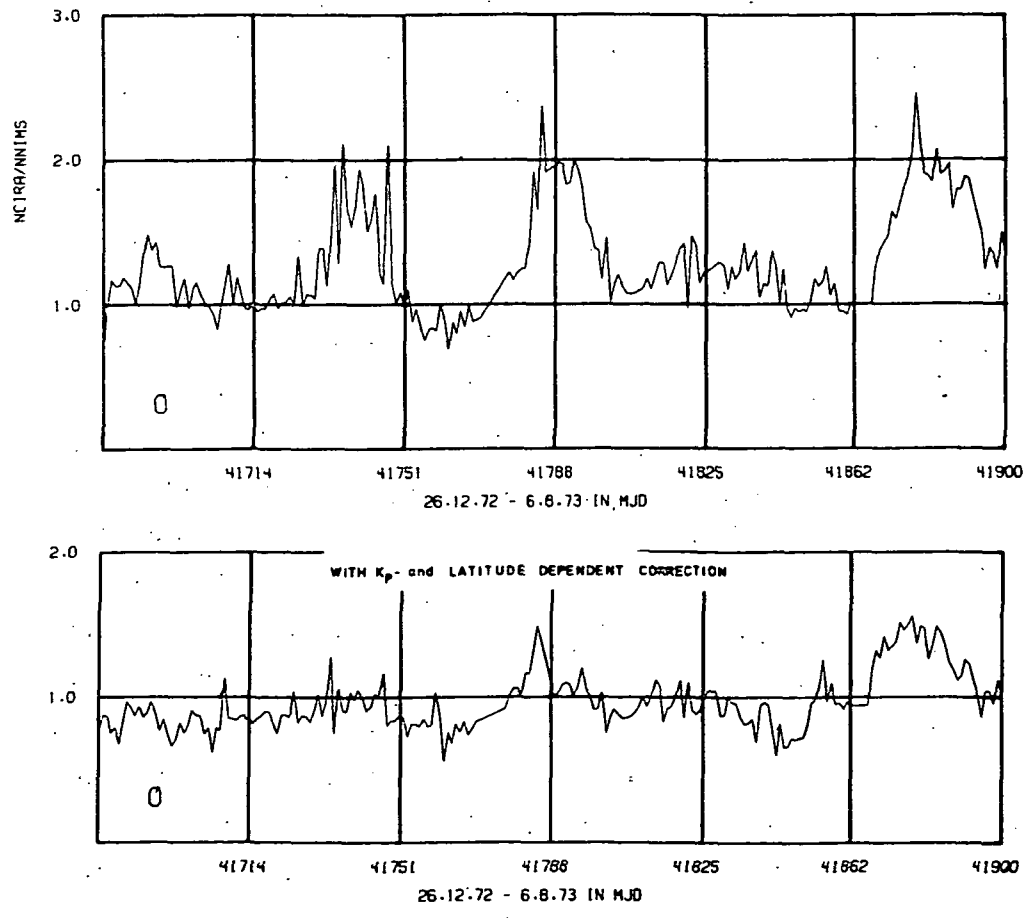


Abb. 48: Globale Abhängigkeit des Verhältnisses der NIMS-Sauerstoff-Messungen zum CIRA 1972-Modell als Funktion von Breite und Kp-Index.

Bei der Modellerstellung auf Kugelfunktionsbasis aus den NIMS-Messungen der Satelliten AEROS-A und AEROS-B wurden zuerst die beiden Datensätze getrennt behandelt. Die absoluten O- und N₂-Dichten von AEROS-A wurden durch Vergleich mit den aus der Satellitenabbremmung erhaltenen Daten (vgl. Abschnitt 1) und durch Vergleich mit massenspektrometrischen Messungen anderer Satelliten (TRINKS et al., 1977) im wesentlichen bestätigt, wobei für O eine sehr gute Übereinstimmung innerhalb von 10% gefunden wurde. Bei N₂ liegen die NIMS-Daten um etwa 25% niedriger, aber immer noch innerhalb der Genauigkeit der Messungen. Ein auf dem OGO 6-Formalismus (HEDIN et al., 1974) basierendes Modell der O- und N₂-Dichten des NIMS-Experimentes (KÖHNLEIN et al., 1976), bei dem das von AEROS-A nicht gemessene Profil des Tagesganges vom OGO 6-Modell übernommen wurde, ergab eine gute Übereinstimmung der großräumigen Verteilung und der jahreszeitlichen Schwankungen mit dem OGO 6- und dem ESRO 4-Modell (VON ZAHN et al., 1977).

Weil die Darstellung eines Tagesganges aber nicht sinnvoll ist, wenn Beobachtungen von nur zwei wesentlich verschiedenen Tageszeiten zu beschreiben sind, wurden alle Daten den festen Ortszeiten 4 Uhr bzw. 16 Uhr zugeordnet. Das Modell gibt dann ein Abbild der Thermosphäre nur für diese Ortszeiten, die etwa dem Minimum und dem Maximum der tageszeitlichen Variation entsprechen. So wurde zunächst getrennt für die beiden Datensätze von AEROS-A und AEROS-B vorgegangen (KÖHNLEIN et al., 1979a; KÖHNLEIN und KRANKOWSKY, 1979), der Vergleich ergab konsistente Ergebnisse für O und N₂. Außerdem wurde aber festgestellt, daß etwa zum Zeitpunkt des Bahnmanövers des AEROS-B-Satelliten im Februar 1975 das NIMS-Gerät an Empfindlichkeit verloren hat. Eine Erklärung konnte auch aus der Analyse der Experimentüberwachungsdaten nicht gefunden

werden. In dem endgültigen Modell, das die AEROS-A und AEROS-B-Daten des NIMS-Experimentes beschreibt, konnte dieser Empfindlichkeitsverlust berücksichtigt werden. Die absoluten Werte der mit AEROS-B gemessenen He-Dichten liegen im Vergleich zu den OSS-Daten des AE-C (NIER et al., 1973) und dem MSIS-Modell (HEDIN et al., 1977b) zu niedrig. Sie wurden daher mit einem konstanten Faktor von 2,6 hochkorrigiert.

Das aus den NIMS-Daten beider AEROS-Satelliten erstellte Modell (KÖHNLEIN et al., 1979b) beschreibt die jahreszeitlichen Schwankungen der Partialdichten von He, N, O, N₂ und Ar und der aus der N₂-Verteilung abgeleiteten Temperatur in dem Höhenbereich von 220 bis 550 km für zwei Ortszeiten, 4 Uhr und 16 Uhr. Es repräsentiert ruhige solare Bedingungen ($F_{10.7} = 80$) in der Nähe des Minimums des Sonnenaktivitätszyklus. Das Modell schließt auch geomagnetisch gestörte Bedingungen bis $K_p = 4$ ein.

Tabelle 7:

Vergleich der mittleren Exosphärentemperatur (Mittelwert aus 4^h und 16^h Ortszeit) verschiedener Modelle. Alle Werte sind auf einen aktuellen $F_{10.7}$ -Strahlungsfluß und einen mittleren Strahlungsfluß $\overline{F_{10.7}}$ von $80 \cdot 10^{-22} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \text{ Hz}^{-1}$ bezogen.

	Kp=0	Kp=1
AEROS NIMS	812 K	835 K
MSIS		816 K
Thuillier et al., M1	823 K	840 K
M2	833 K	850 K
Jacchia 1977, $T_{1/2}$	770 K	798 K

Die Tabelle 7 zeigt einen Vergleich der mittleren globalen Exosphärentemperatur des NIMS-gestützten AEROS-Modells mit denen anderer Modelle. Man erkennt eine sehr gute Übereinstimmung mit dem Modell von THUILLIER et al. (1977a,b), das auf direkten Temperaturmessungen mit einem Fabry-Perot-Interferometer basiert. Auch die Übereinstimmung mit dem MSIS-Modell von HEDIN et al. (1977a,b) ist noch recht gut, während das Modell von JACCHIA (1977) etwas niedrigere Werte zeigt. Der Temperaturgradient-Parameter s des AEROS-Modells ist mit $s = 0,021 \text{ km}^{-1}$ praktisch identisch mit OGO 6 (HEDIN et al., 1974) und ESRO 4 (VON ZAHN et al., 1977) und liegt etwas niedriger als der Wert des MSIS-Modells ($s = 0,025 \text{ km}^{-1}$).

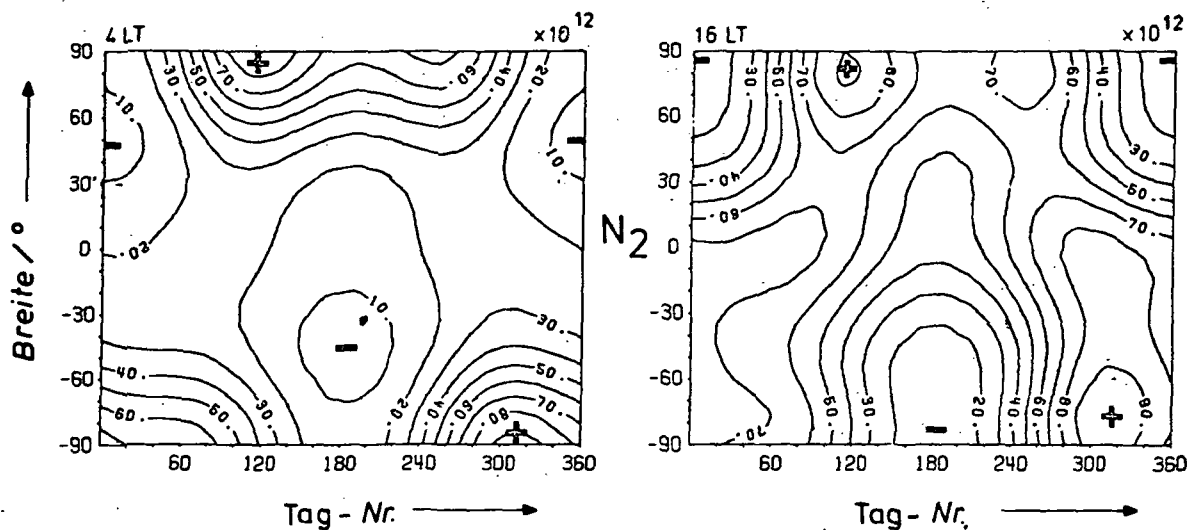


Abb. 50: Jahreszeitliche und breitenabhängige Verteilung von molekularem Stickstoff in 300 km Höhe für $K_p = 1$ und einen solaren 10.7 cm -Strahlungsfluß von 80 Flußeinheiten (täglich und mittlerer Wert über 3 Sonnenrotationen gleichgesetzt): Um Teilchendichten zu erhalten, werden die Zahlen an den Konturen mit der Zehnerpotenz (obere rechte Seite) multipliziert. Zahlen an der linken oberen Seite sind Ortszeiten. Die Symbole + und - bezeichnen lokale Dichtemaxima und Dichteminima.

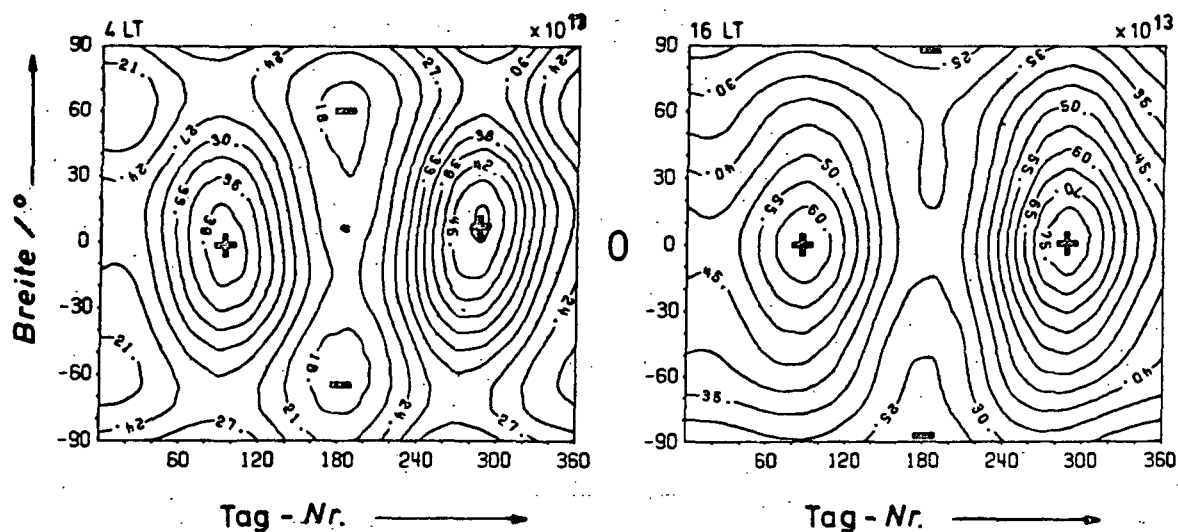


Abb. 51: Jahreszeitliche und breitenabhängige Verteilung von O in 300 km Höhe (vergl. Text zu Abb. 50).

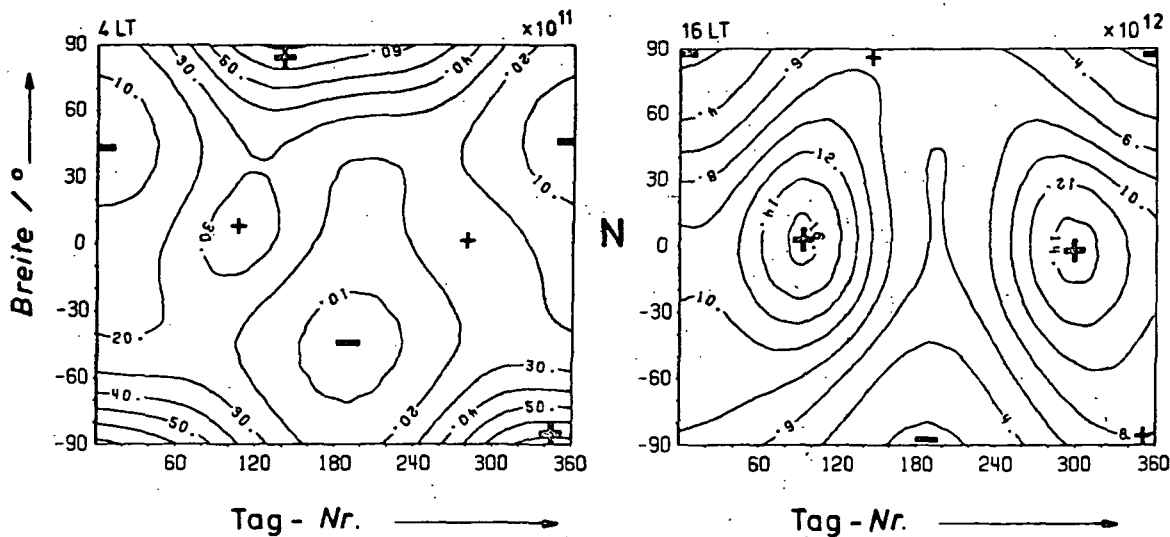


Abb. 52: Jahreszeitliche und breitenabhängige Verteilung von N in 300 km Höhe (vergl. Text zu Abb. 50).

Die Abbn. 50 bis 52 zeigen als Beispiel die jahreszeitlichen und breitenabhängigen Verteilungen von N_2 , O und N in 300 km Höhe. Die Verteilungen von N_2 und O stimmen in den groben Strukturen gut mit den MSIS- und ESRO 4-

Modellen überein, obwohl es in Einzelheiten Unterschiede gibt. Atomarer Stickstoff (Abb. 52) verhält sich um 4 Uhr, also in der Nacht, ähnlich wie N_2 , während er um 16 Uhr Ähnlichkeiten in seiner Verteilung mit atomarem Sauerstoff aufweist. In Abb. 53 sind die jahreszeitlichen Schwankungen von N in 375 km am Äquator und an den Polen mit dem Modell von ENGBRETSON et al. (1977) aus den OSS-Daten von AE-C verglichen. Hier zeigen sich deutliche

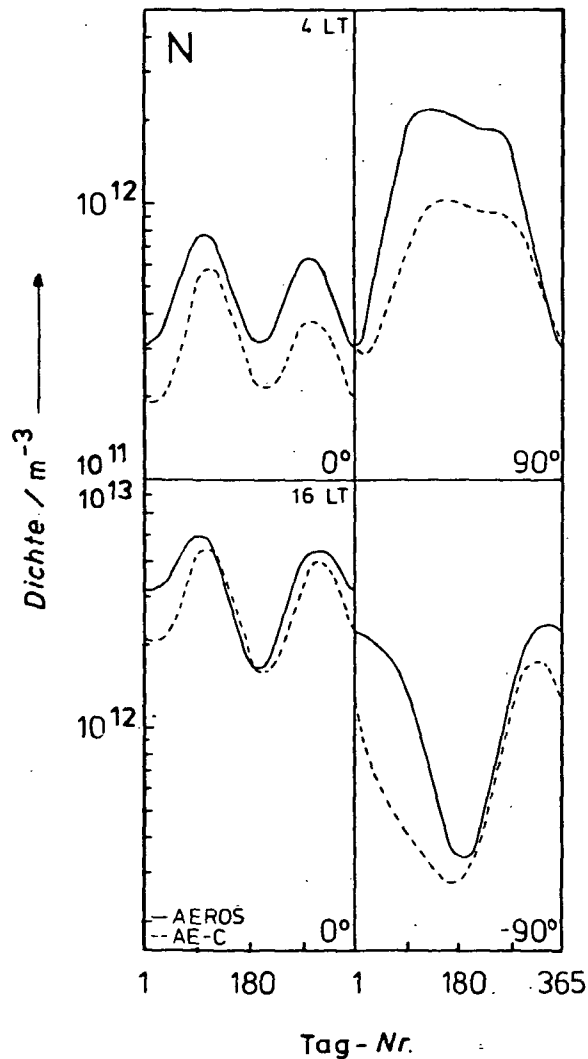


Abb. 53: Jährliche Schwankungen von N am Äquator und an den Polen in 375 km Höhe. Standardbedingungen (vergl. Text zu Abb. 50).

Unterschiede insbesondere an den Polen. Dies ist wahrscheinlich dadurch zu erklären, daß die Daten des AE-C-Satelliten nur bis in 68° Breite reichen und daher das Modell von ENGBRETSON et al. (1977) die Stickstoffverteilung in den Polgegenden nicht richtig wiedergibt. Abschließend sind in Tabelle 8 die jährlichen Mittelwerte der Amplituden der Tag/Nacht-Schwankungen ($16^h/4^h$) sämtlicher Gase mit anderen Modellen verglichen. Es ergibt sich im allgemeinen eine befriedigende Übereinstimmung aller Modelle. Eine Ausnahme bildet die wesentlich geringere Tag/Nacht-Schwankung der Dichte des atomaren Stickstoffs bei AEROS im Vergleich zu dem Modell von ENGBRETSON et al. (1977).

Tabelle 8:

Vergleich der jährlichen Mittelwerte des Verhältnisses der Dichte bei 16^h und 4^h Ortszeit am Äquator. Höhe 300 km, $K_p = 1$, $F_{10.7} = \overline{F_{10.7}} = 80$ Flußeinheiten. Bei atomarem Stickstoff N ist die Bezugshöhe 375 km.

	He	N	O	N ₂	Ar
AEROS	0.86	6.80	1.65	3.21	6.32
MSIS	0.81		1.33	2.97	6.12
AE-C		8.78			
ESRO-4	0.79		1.62	3.19	5.61

4.2. 2.2 Entwicklung des AEROS-Thermosphärenmodells

Da die Neutralgasparameter bei den AEROS-Satelliten von mehr als einem Experiment bestimmt wurden, ist es letztlich notwendig, ein repräsentatives Thermosphärenmodell auf die gesamte Datenbasis zu stützen. Dazu wurde zunächst mit den AEROS A-Daten begonnen. Es zeigte sich in den Vergleichen, die im Abschnitt 1 beschrieben sind, daß die Sauerstoff-Messungen von NATE, NIMS und EUV weitgehend übereinstimmen. Damit stehen rund 40 000 Einzelmessungen zur Verfügung. Wegen der in Abschnitt 2.1 erwähnten größeren Unterschiede in den Absolutwerten für molekularen Stickstoff wurden nur die 40 000 Stickstoff-Messungen des NATE-Instrumentes herangezogen. Die Totaldichtemessungen von ADA gehen indirekt durch die Vergleiche zur Datenselektion in die Datenbasis ein und werden später zur Prüfung der Modellergebnisse benutzt.

Aus Gründen der Computereffektivität werden in einen Lauf mit Fit der N_2 - und T-Koeffizienten nur jeweils 500 Meßwerte gleichzeitig einbezogen. Diese werden aus dem gesamten zur Verfügung stehenden Datensatz dadurch erzeugt, daß aus 21 je 10 Tage langen Intervallen des Meßzeitraums die jeweils gleiche Zahl von Messungen ausgewählt und für den Fit benutzt wird. Der aktuelle im Arbeitsspeicher angezogene Meßdatensatz ist demnach etwa ein Viertel des im MSIS-Modell für den jeweiligen Fit benutzten Datmaterials (HEDIN et al., 1977a,b). Ein Test zeigte, daß diese Auswahl den Fit nicht beeinflusste, da das Programm mit unterschiedlichen 500er Datensätzen gleiche Werte für die zu fittenden Parameter lieferte.

Für die laufende Modellierung des atomaren Sauerstoffs und eine Verbesserung des vorliegenden N_2/T_∞ -Modells wird ein abgewandeltes Verfahren benutzt, bei dem die Sätze von

500 Daten zwischen den einzelnen Iterationsschritten laufend ausgetauscht werden. Außerdem erweist es sich als notwendig, die Datensätze so auszuwählen, daß in einem 500er Satz alle möglichen Meßbedingungen hinreichend repräsentiert waren, was bei einfach statistischer Auswahl nicht immer gegeben ist.

Die Modellerstellung des AEROS-A Thermosphärenmodells beruht auf dem Kugelfunktionsalgorithmus des MSIS-Modells (HEDIN et al., 1977a,b). Eine Modellerstellung nach diesem Verfahren erfordert ein Vorgehen in mehreren Schritten. Zuerst werden die Koeffizientensätze für die Neutralgastemperatur in 120 km Höhe (T_{120}) sowie die Dichterandwerte in dieser Höhe bestimmt. Die hierfür aus dem 120 km-Höhenbereich benötigten Daten können im allgemeinen von in situ-Satellitenmessungen nicht geliefert werden. Im MSIS-Modell werden diese Werte aus den Messungen von vier Incoherent Scatter-Bodenstationen gewonnen. Diese Koeffizientensätze wurden, da bessere Meßdaten nicht zur Verfügung stehen, auch für das AEROS-A-Thermosphären-Modell übernommen. Die einzige Ausnahme bildet dabei die mittlere N_2 -Dichte in 120 km Höhe (n_{120}), die aus Messungen des Satelliten AEROS-A unterhalb 250 km Höhe abgeleitet wird. Die so ermittelte 120 km-Dichte des Stickstoffs ist repräsentativ für den Meßzeitraum des Satelliten AEROS-A und stellt die Anpassung der 120 km-Werte im MSIS-Modell an den Flugzeitraum von AEROS-A dar. Das AEROS-A Modell bedient sich also der Temperatur in 120 km Höhe aus dem MSIS-Modell, benutzt aber nur die Variation der 120 km-Dichte des Stickstoffs aus MSIS, während die mittlere Dichte dieser Atmosphärenkomponente in 120 km Höhe neu bestimmt wird.

Im zweiten und wichtigsten Schritt des Modellierungsverfahrens wird nun der Koeffizientensatz für die Exosphären-

temperatur T_{∞} bzw. die Stickstoffdichte sowie der globale Temperaturgradient-Parameter ξ ermittelt. In einem Lauf werden dabei durch einen Least-Square-Fit die für diese Größen im MSIS-Kugelfunktionsalgorithmus auftretenden 36 Parameter berechnet. In diesem 2. Schritt der Modellierung werden die im 1. Schritt ermittelten Werte für T_{120} , n_{120} eingesetzt. Während zunächst in diesem 2. Schritt nur der globale s-Parameter \bar{s} neu ermittelt wurde, mußte dessen Variation aber wiederum aus dem MSIS-Modell entnommen werden. Bei der laufenden Verbesserung des N_2 -Modells ist es aber bereits gelungen, auch den Koeffizientensatz für die Variation des s-Parameters mit der Exosphärentemperatur zusammen zu fitten, wozu ein Fit mit 47 Parametern durchgeführt werden mußte.

Alle Daten für den Fit der Exosphärentemperatur-Koeffizienten stammen aus Zeiten mit ruhigen geomagnetischen Bedingungen mit $A_p < 10$. Nur unter solchen Bedingungen kann nämlich vorausgesetzt werden, daß die Exosphärentemperatur und die N_2 -Dichteverhältnisse, aus denen die Temperatur abgeleitet werden muß, streng miteinander gekoppelt sind, sofern von Schwerewellen in der N_2 -Dichte abgesehen wird (vgl. Abschnitt 3.2). So wurde also zunächst ein Modell für ruhige und geomagnetisch ungestörte Bedingungen erstellt.

Das Ergebnis des Fits stellt zusammen mit dem MSIS-Formelgebäude ein Modell dar, das die Messungen des AEROS-A NATE gut wiedergibt. Für die gesamte Missionsdauer beträgt der mittlere Quotient zwischen Modell und Messung der Stickstoffdichte in der Thermosphäre 1,04. Dieser überaus guten mittleren Anpassung steht aber noch eine große Streuung von 29% gegenüber. Im Vergleich zum MSIS Modell ist die mittlere Stickstoffdichte bei AEROS-A um 12% höher und der Mittelwert der Exosphärentemperatur über die

AEROS-A-Mission ist von 1041 K bei MSIS auf 1077 K im AEROS-Modell gestiegen. Dieses Ergebnis ist mit dem Vergleich in Tabelle 7 kompatibel.

Wie gut bei ruhigen Bedingungen die Übereinstimmung zwischen dem bereits vorliegenden Modell und den NATE-Daten des AEROS-A ist, zeigt die Abb. 54 für einen typischen Fall geomagnetisch ruhiger Bedingungen in der Thermosphäre.

Sauerstoffkoeffizienten sind bis jetzt noch nicht veröffentlicht worden, da es, wie die nachfolgende Diskussion des Modells zeigt, trotz der im Mittel guten Übereinstimmungen sinnvoll erscheint, zuerst noch Verbesserungen des Stickstoff/Exosphärentemperatur-Modells zu erzielen, dessen Ergebnisse als Eingangswerte für die Modellierung des Sauerstoffs benötigt werden.

Entgegen der Erwartung, daß aufgrund der großen Ähnlichkeit des Verfahrens und der Einbeziehung des MSIS-Modells in die Modellierung die einzelnen Koeffizienten beider Modelle starke Übereinstimmung zeigen sollten, konnte eine solche Feststellung bei dem vorliegenden Koeffizientensatz nur teilweise gemacht werden. Besonders große Abweichungen zeigen sich dabei für die Koeffizienten der Tages-, Halbtages- und Dritteltages-Variationen. Hierfür gibt es im wesentlichen zwei Ursachen. Zum einen sind die AEROS-Messungen aus zwei Lokalzeitintervallen nur schlecht geeignet, das Profil der tageszeitlichen Variation zu erfassen, zum anderen zeigt es sich, daß es sich ungünstig auf den Fit auswirkt, wenn die Variation des s -Parameters nicht gleichzeitig mit der Temperatur gefittet wird. Zur Zeit wird als Konsequenz hieraus ein verbessertes N_2 -Modell berechnet, das auch die Parameter der Variation des

s-Parameters errechnet und gleichzeitig Datensätze benutzt, in denen Messungen, die außerhalb der bei AEROS üblichen Lokalzeitintervalle liegen, verstärkt aufgenommen werden.

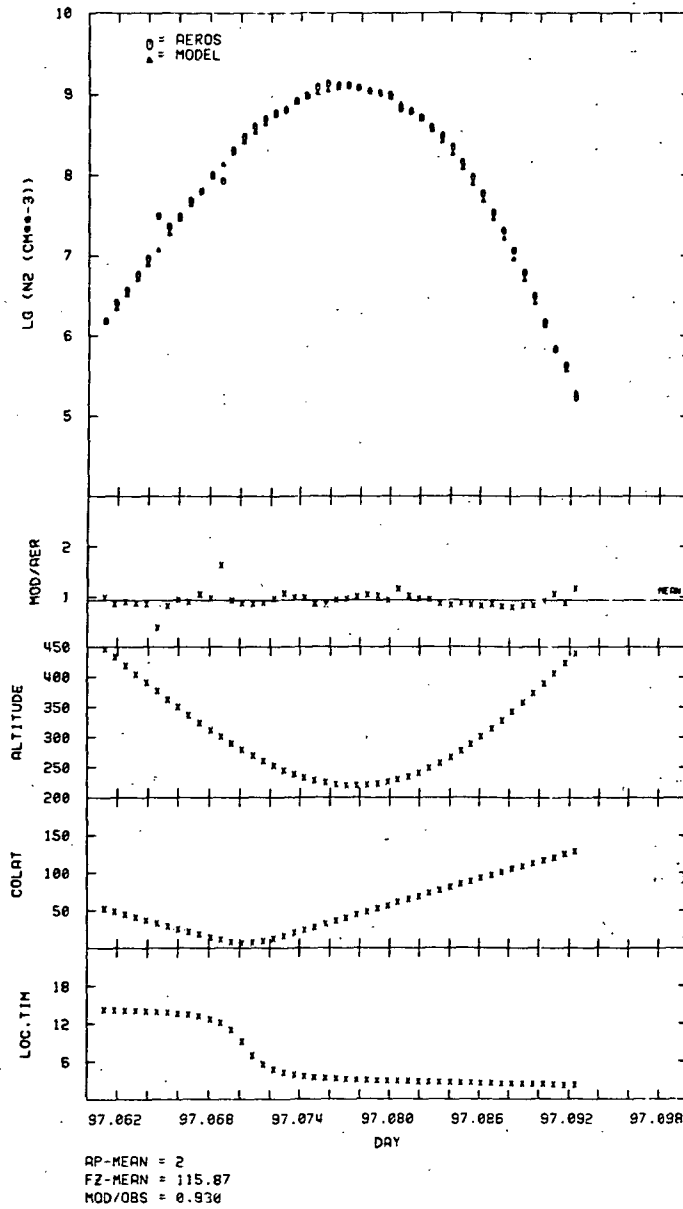


Abb. 54: Vergleich zwischen dem AEROS-A Stickstoff-Modell und den NATE-Meßwerten für einen geomagnetisch ruhigen Tag. Im obersten Teil sind die Meßwerte und die Modellwerte im logarithmischen Maßstab aufgetragen; darunter ist das Verhältnis Modell/Messung gezeichnet. Höhe, Poldistanz und Lokalzeit der Messung schließen sich an.

Trotz der geschilderten Einschränkungen läßt sich aber mit dem Modell eine Untersuchung des Verhaltens der Thermosphäre bei geomagnetischen Störungen durchführen, da diese Effekte von den noch existierenden Modellfehlern leicht getrennt werden können. Das Modell, wie es zunächst vorliegt, beschreibt den Zustand der Atmosphäre zu Zeiten relativer geomagnetischer Ruhe. Entstehung und Ablauf von Variationen bei geomagnetischen Störungen können nun mit Hilfe eines Modells für ruhige Bedingungen untersucht werden, indem die Meßwerte aus gestörten Zeiträumen mit dem Modell verglichen werden. Die Abweichung zwischen der Messung und dem Modell stellt dann die durch die geomagnetische Störung erzeugte Variation in der Dichte dar.

Das AEROS-A Modell benutzt wie auch das MSIS-Modell zur Berechnung der Thermosphärendichte als Eingangsgröße in die geomagnetischen Terme den A_p -Index, das 24 Stunden-Mittel über den korpuskularen Störungsanteil des geomagnetischen Feldes. Der für die Mittelung benutzte 24-Stunden-Zeitraum wird dabei auf 6-Stunden vor dem eigentlichen Meßzeitpunkt zentriert. Die Abbn. 55 bis 57 zeigen durch Vergleich von Meßdaten und Modell in 3 Meßorbits den Verlauf und die Auswirkungen eines geomagnetischen Sturms am 13. April 1973. Der zeitliche Abstand zwischen dem 1. Orbit (Abb. 55) und dem 2. Orbit (Abb. 56) beträgt ca. 3 Stunden, zwischen dem 2. und 3. Orbit (Abb. 57) liegen etwa 6 Stunden.

Zu Beginn des Sturms (Abb. 55) ist der aktuelle Wert $a_p = 32$, das Modell rechnet aber mit dem Mittelwert von $A_p = 4$. Zu diesem Zeitpunkt beschreibt das Modell, das den gemittelten, zu niedrigen Wert benutzt, die Störungen in hohen Breiten nicht richtig, da hier offensichtlich sofort

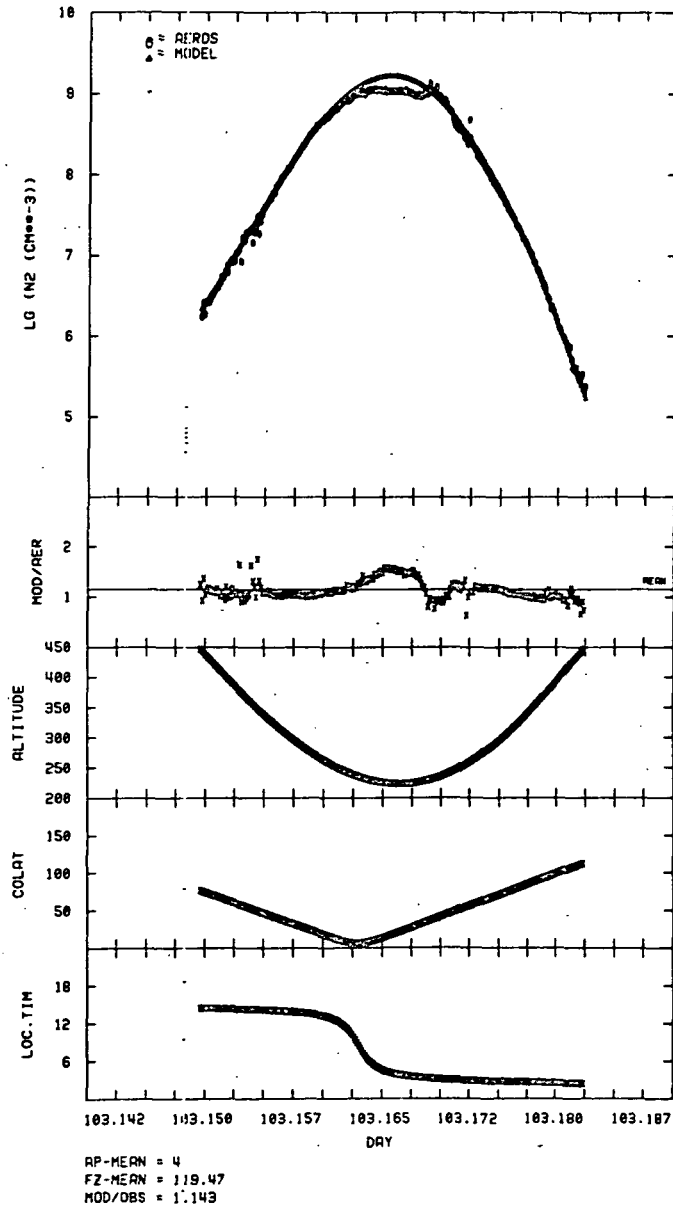


Abb. 55: Vergleich der NATE-Messungen und des AEROS-A Stickstoff-Modells zu Beginn eines geomagnetischen Sturmes am 13. April 1973. Der aktuelle Wert der planetaren geomagnetischen Kennziffer a_p ist 32.

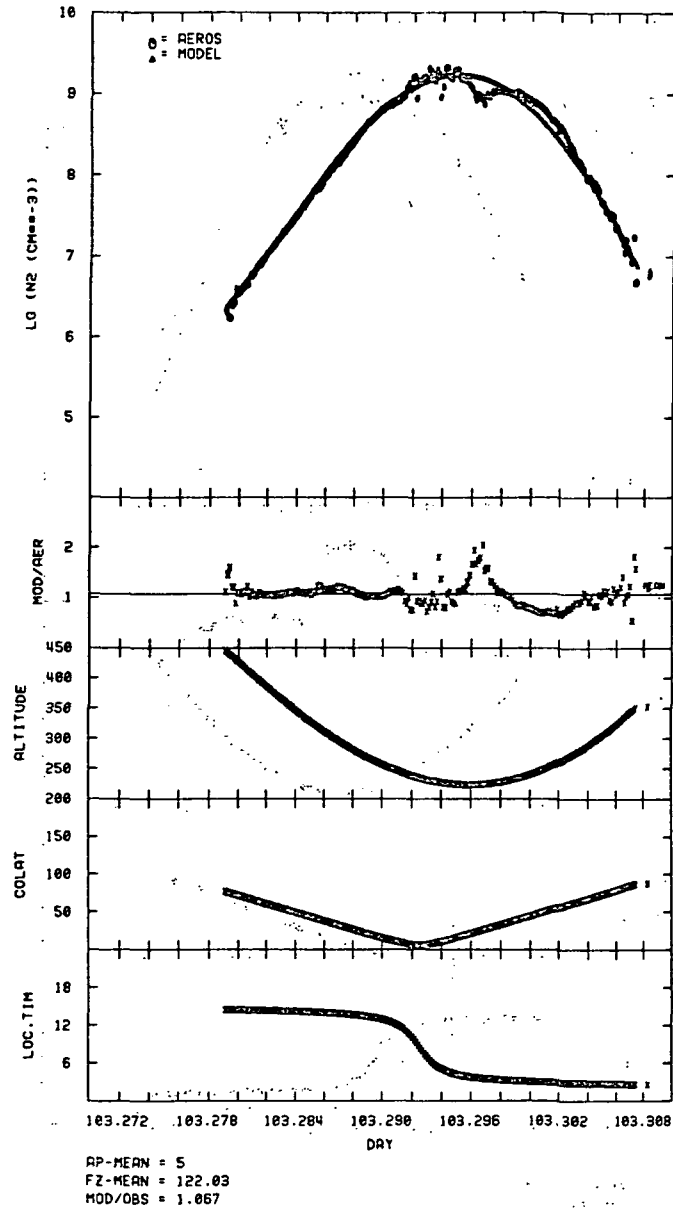


Abb. 56: NATE-Stickstoff-Messungen und Modellvorhersage drei Stunden später als in Abb. 55. Der aktuelle a_p -Wert ist 39.

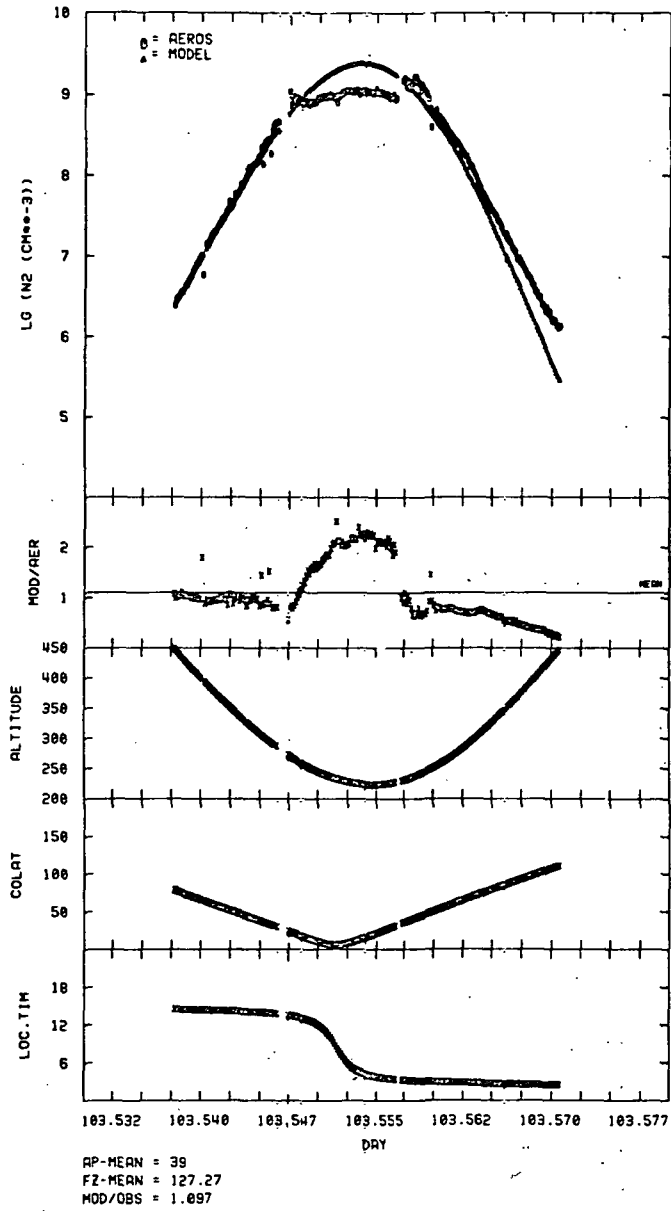


Abb. 57: Reaktion der Thermosphäre nach der Modellvorhersage und den tatsächlichen Messungen weitere sechs Stunden später. Der aktuelle a_p -Wert ist 154.

mit Einsetzen des Sturms eine Dichtevariation (Abnahme von N_2 über dem Pol, Zunahme im Auroragebiet) eintritt. Nur in gemäßigten Breiten stimmen Messung und Modell noch überein. Drei Stunden später benutzt das Modell den immer noch niedrigen Wert von $A_p = 6$, während der aktuelle Wert a_p bereits 39 erreicht hat. Deutlich erkennt man jetzt über dem immer noch ruhigen Modell zwei Wellenberge erhöhter Stickstoffdichte, die sich in Äquator-Richtung verschoben haben. Weitere sechs Stunden später hat der Sturm seinen Höhepunkt erreicht. Jetzt ist $a_p = 154$, während das Modell $A_p = 39$ benutzt. Nun nehmen die polnahen Modelldichten zu; die gemessenen auroralen Dichteerhöhungen sind nun so groß, daß die Perigäumsdichten, obwohl 50 km tiefer gemessen, überschritten werden. Auf der Nachtseite ist nun die gesamte Atmosphäre bis hin zum Äquator gestört. Die hier auftretende Abweichung vom Modell im Gegensatz zur Tagseite läßt sogar auf eine zusätzliche Tag/Nacht-Amplitude der Störung schließen. Anscheinend ist der Effekt des geomagnetischen Sturms auf der Nachtseite wesentlich stärker ausgeprägt als am Tage.

Die Untersuchung dieser geomagnetischen Störung brachte zum einen neuen Erkenntnisse über den Ablauf eines solchen Vorgangs, die noch weiter ausgebaut werden müssen. Zum anderen müssen aber auch Konsequenzen für das Modell gezogen werden. Geomagnetische Störungen werden daher im AEROS-Modell bei der Erweiterung des Anwendungsbereiches auf gestörte Perioden nicht durch den Tageswert A_p , sondern durch kurzzeitige Indizes wie a_p Eingang finden. Außerdem muß berücksichtigt werden, daß das Maximum der Dichtevariation mit zunehmender Dauer nach Einsetzen des Sturms sich in Richtung auf gemäßigte Breiten verschiebt. Hinzu kommt die größere Intensität der Variation im Nachtsektor der Erde.

Die Datenbasis des AEROS-A-Modells wird um die Datenbasis der NIMS-, EUV- und ADA-Daten des AEROS-B erweitert, um insgesamt eine konsistente Modellrepräsentation aller Neutralgasmessungen zu erhalten, die einmal als Eingabe zu weiterführenden aeronomischen Berechnungen, andererseits als Eingabe in zukünftige Atmosphärenmodelle auf breitester Meßbasis - gestützt auf möglichst viele Satellitendaten - dienen soll.

4.2. 3 Die Thermosphäre unter gestörten Bedingungen

Aus dem Höhenbereich zwischen 200 und 400 km liegen erst seit wenigen Jahren umfangreichere Messungen der atmosphärischen Gaszusammensetzung vor. Seit Beginn des Satellitenzeitalters wurden wesentliche Erkenntnisse über die Struktur der Thermosphäre und ihre Variationen aus dem zahlreichen Beobachtungsmaterial über die Satellitenabbremmung gewonnen, die nur die Totalgasdichte bestimmt. Zur Charakterisierung des Zustandes der Thermosphäre wird dabei die Exosphärentemperatur verwendet. Oberhalb etwa 300 km wird praktisch keine Strahlungsenergie absorbiert, und dieser Bereich ist hinreichend isotherm. Wenn Diffusionsgleichgewicht herrscht, bestimmt die Exosphärentemperatur auch gleichzeitig das Temperatur- und Dichteprofil bis hinunter in den Bereich der Turbopause, wo der Einfluß von Turbulenz dominierend wird.

Die mit AEROS-A beobachteten Dichteschwankungen zeigen verschiedenartiges Verhalten der einzelnen atmosphärischen Bestandteile (CHANDRA und SPENCER, 1975). Die schweren Komponenten Argon (Ar) und molekularer Stickstoff (N_2) reflektieren die Variationen der atmosphärischen Aufheizung - in Abhängigkeit von Tageszeit, Jahreszeit, geographischer Breite und magnetischer Aktivität - in direkter Weise. Je

intensiver die Atmosphäre durch Strahlung von der Sonne oder durch Energieübertragung aus der Magnetosphäre aufgeheizt wird, umso größer sind die Partialdichten von Ar und N_2 in einer bestimmten Höhe. Man kann deshalb aus der gemessenen N_2 -Dichte, unter der Annahme von Standard-Randbedingungen an der Untergrenze der Thermosphäre (120 km), die Exosphärentemperatur bestimmen. Für ruhige und mäßig gestörte Bedingungen stimmt der mittlere Temperaturverlauf gut mit den direkten Temperaturmessungen mittels Interferometrie des Airglow (BLAMONT et al., 1974) überein, vgl. Abbn. 58 und 59.

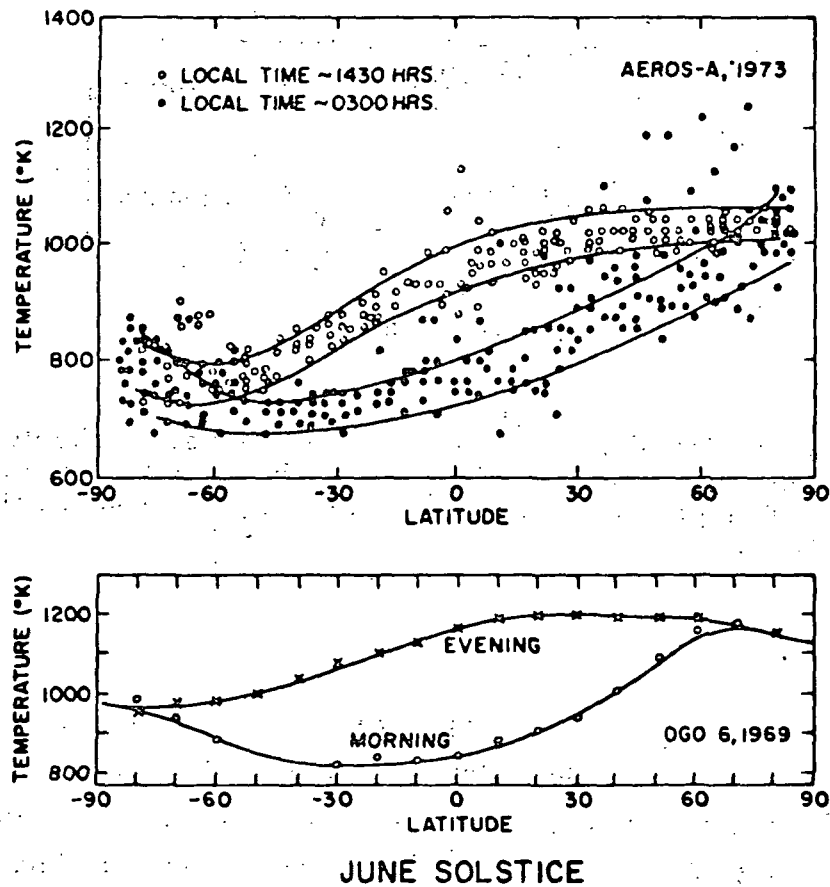


Abb. 58: Vergleich der aus der Verteilung des molekularen Stickstoffs bei AEROS-A abgeleiteten Exosphärentemperatur (oben) mit der Neutralgastemperatur aus Airglow-Messungen (unten) für Juni-Solstitium-Bedingungen.

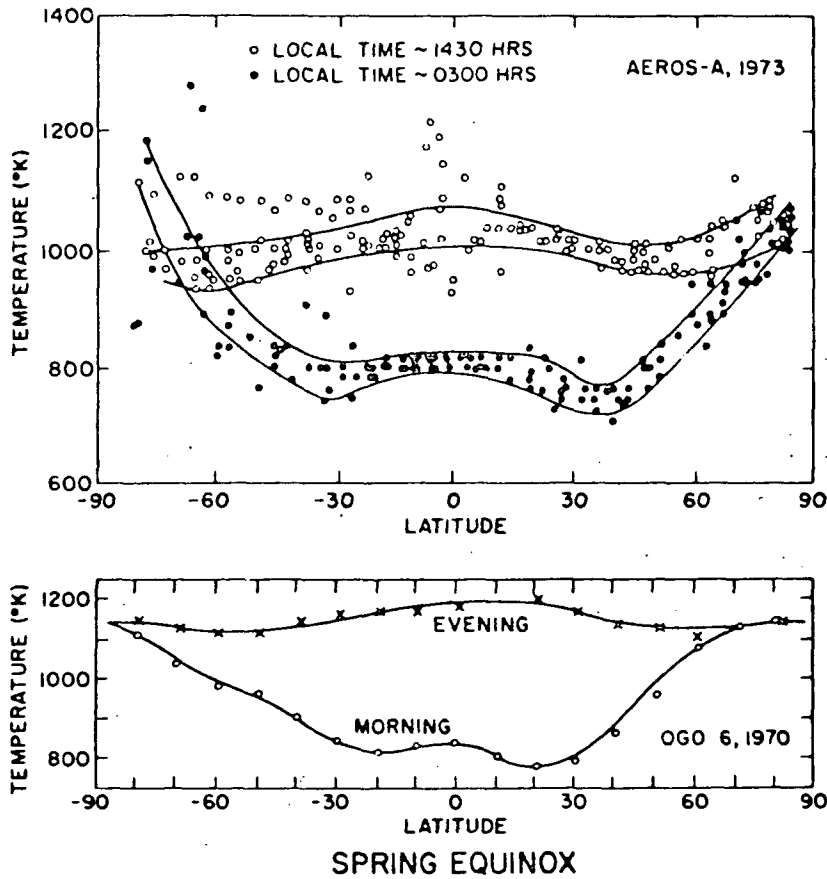


Abb. 59: Vergleich der aus molekularem Stickstoff abgeleiteten Exosphärentemperatur (oben) mit Airglow-Messungen von OGO 6 für das Frühlings-Äquinoktium.

Der Hauptbestandteil der Atmosphäre im Höhenbereich konventioneller Satelliten, der atomare Sauerstoff (O), ist weit weniger eindeutig mit der Temperatur korreliert, weil auch Transport- und Verlustprozesse im Bereich der Turbopause hier eine Rolle spielen. Dies führt zu den Schwierigkeiten der aus Totalgasdichte-Messungen abgeleiteten Vorhersagen über die Reaktion der Thermosphäre, wie in Abb. 48 gezeigt wurde.

4.2. 3.1 Thermosphärische und ionosphärische Stürme

Bei magnetischen Stürmen ändert sich die Gaszusammensetzung wesentlich. Die zusätzliche Erwärmung in der Polregion infolge der Ausfällung energiereicher Teilchen aus der Magnetosphäre erhöht die Dichten von N_2 und Ar. Andererseits bewirken dynamische Effekte am unteren Rande der Thermosphäre eine Anhebung der effektiven Höhe der Turbopause (d.h. der Grenze zwischen turbulenter Durchmischung und diffusiver Entmischung) und damit eine Abreicherung von O und He. Diese Störungen können sich mehr oder weniger auch in mittleren und niederen Breiten auswirken. Hierbei spielen sowohl die von Druckgradienten getriebenen Windsysteme als auch die Energieübertragung durch akustische Schwerewellen eine Rolle.

Während der relativ kurzen Missionszeit konnten nur wenige Sturmereignisse beobachtet werden. CHANDRA und SPENCER (1976) untersuchten die Verhältnisse bei einem starken Sturm (1.-2. April 1973; maximales $a_p = 236$) unter Äquinoktiumsbedingungen sowie bei einem relativ schwachen Ereignis (10. Januar 1973; maximales $a_p = 48$) im Winter. Beide Ereignisse waren mit ionosphärischen Stürmen korreliert: einer negativen Phase (f_oF_2 -Abfall) im April und einer positiven Phase (f_oF_2 -Erhöhung) im Januar. In beiden Fällen war in 250 km Höhe N_2 gegenüber dem Normalzustand angereichert und O abgereichert (s. Abb. 60). Bei dem starken Aprilsturm war die Störung des N_2/O -Verhältnisses bis in mittlere und niedere Breiten ausgeprägt, was den beobachteten Rückgang der Ionenkonzentration im F2-Peak als Folge erhöhter Verlustrate erklärt. Bei dem schwachen Wintersturm war die Änderung der Gaszusammensetzung auf die hohen Breiten beschränkt; der Anstieg der Ionenkonzentration in mittleren Breiten ist hier auf meridionale Winde zurückzuführen, die durch den verstärkten Temperatur-

gradienten am Rande der erwärmten Polarregion hervorge-
rufen werden.

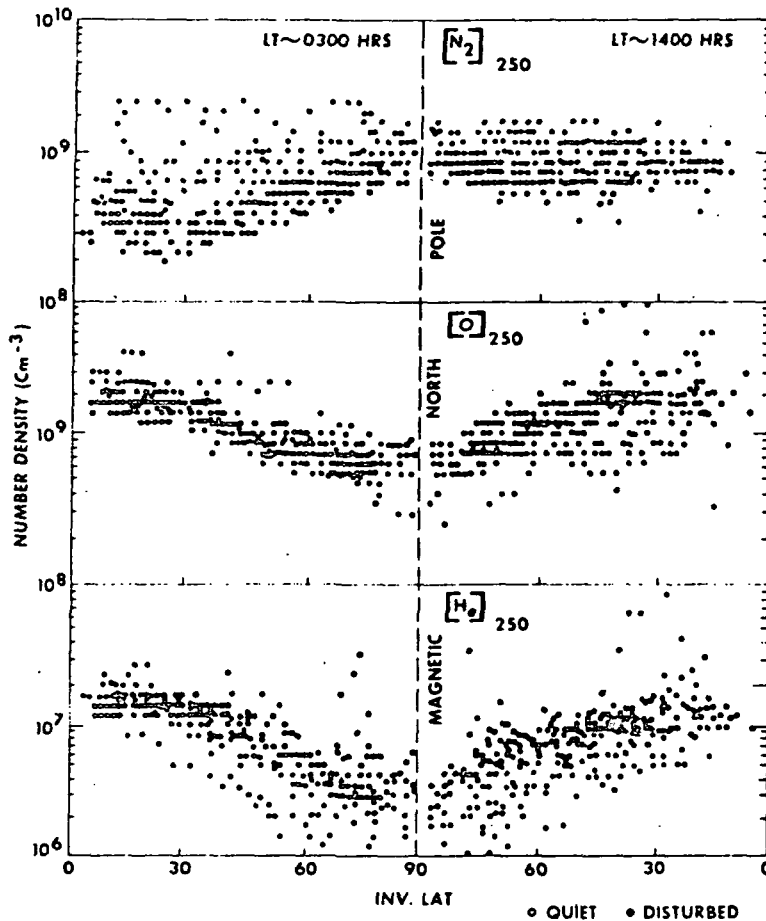


Abb. 60: Die Dichte des molekularen Stickstoffs, des atomaren Sauerstoffs und des Heliums bei 250 km während des geomagnetischen Sturms vom 1./2. April 1973 (gefüllte Kreise) im Verhältnis zu ruhigen Bedingungen (offene Kreise) am 30. März und 5. April 1973.

Solche Fallstudien können in ihrer Gesamtheit dazu beitragen, die Mechanismen thermosphärischer und ionosphärischer Stürme zu ergründen und durch eine umfassende

Theorie zu erklären. Von besonderem Wert sind dabei gleichzeitige Beobachtungen an verschiedenen Orten. Eine Untersuchung von TRINKS et al. (1976) benutzt massenspektrometrische Messungen der Satelliten AEROS-A und ESRO-4, deren Bahnen während des Sturmereignisses vom 1.-2. April 1973 im Nordpolargebiet verschiedene Ortszeiten durchlaufen haben. Man erhält daraus Aufschluß über die Konturen der Veränderungen in der Gaszusammensetzung und findet, daß solche Störungen stärker mit dem AE-Index (Auroral Electrojet) korreliert sind als mit dem gebräuchlicheren magnetischen Index ap .

4.2. 3.2 Atmosphärische Schwerewellen

Die mit dem NIMS-Spektrometer auf AEROS-B gemessene Gaszusammensetzung und die vom Neutral-Atmosphären-Temperatur-Experiment (NATE) bestimmten kinetischen Gastemperaturen zeigen häufig räumliche Strukturen, die charakteristisch für atmosphärische Schwerewellen sind. Dieser Schluß wird durch die beobachtete Periodizität in den Strukturen nahegelegt, woraus die horizontale Wellenlänge und die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen sich im Einklang mit den Vorhersagen einer vereinfachten Theorie atmosphärischer Schwerewellen (HINES, 1960) ergeben. Ähnliches gilt für die beobachteten Phasenbeziehungen zwischen Dichte und Temperatur.

CHANDRA et al. (1976) haben gezeigt, daß für ungestörte Perioden, wenn die Gasdichte und die Temperatur einen glatten Verlauf haben, die direkt gemessene kinetische Gastemperatur mit der Temperatur, die unter der Annahme von Diffusionsgleichgewicht aus der gemessenen N_2 -Dichte abgeleitet wird, gut übereinstimmen. Ein Beispiel einer solchen Situation ist in Abb. 61 dargestellt. Unter gestör-

ten Bedingungen, wenn die Gasdichten Wellenstrukturen aufweisen, verlieren die aus der Gasdichte unter Annahme von Diffusionsgleichgewicht abgeleiteten Temperaturen ihren Sinn; sie werden dann nur noch als ein Maß für die Gasdichte verwendet, welches nicht mehr von der Höhe abhängt.

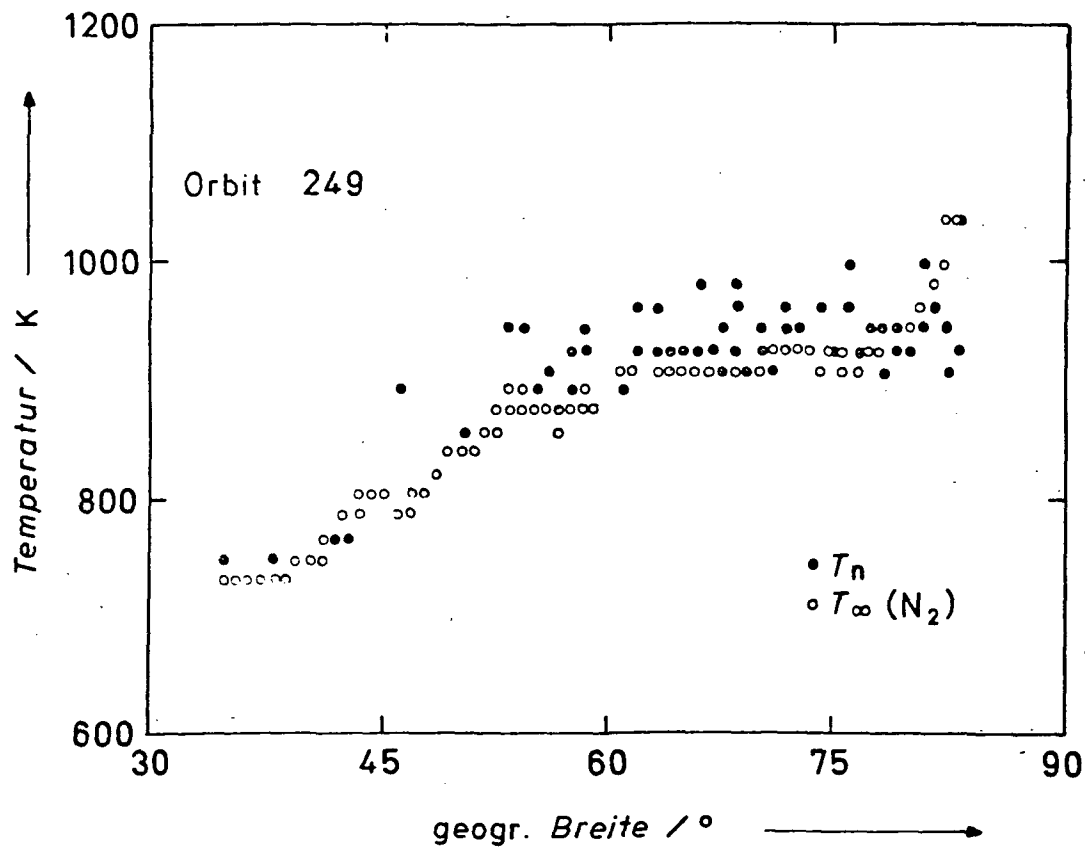


Abb. 61: Vergleich der von NATE auf AEROS-B gemessenen kinetischen Temperatur T_n mit der aus den Stickstoff-Messungen von n NIMS abgeleiteten Temperatur $T_\infty(N_2)$ für Passage 249 (ruhige Bedingungen).

Dies geht aus der Abb. 62 hervor, aus der man entnimmt, daß dann die kinetische Gastemperatur und die Gasdichten fast 180° phasenverschoben sind. Dieses Ergebnis erhält man auch aus HINES' (1960) vereinfachter Theorie für die Ausbreitung atmosphärischer Schwerewellen, die den Einfluß von Wärmeleitung, Viskosität und Ionen-Neutrgas-Reibung nicht berücksichtigt (CHANDRA et al., 1979). In Abb. 63 ist die Phasenverschiebung zwischen Gasdichte und -temperatur als Funktion der Wellenperiode für zwei horizontale Wellenlängen, wie sie von AEROS-B typisch beobachtet

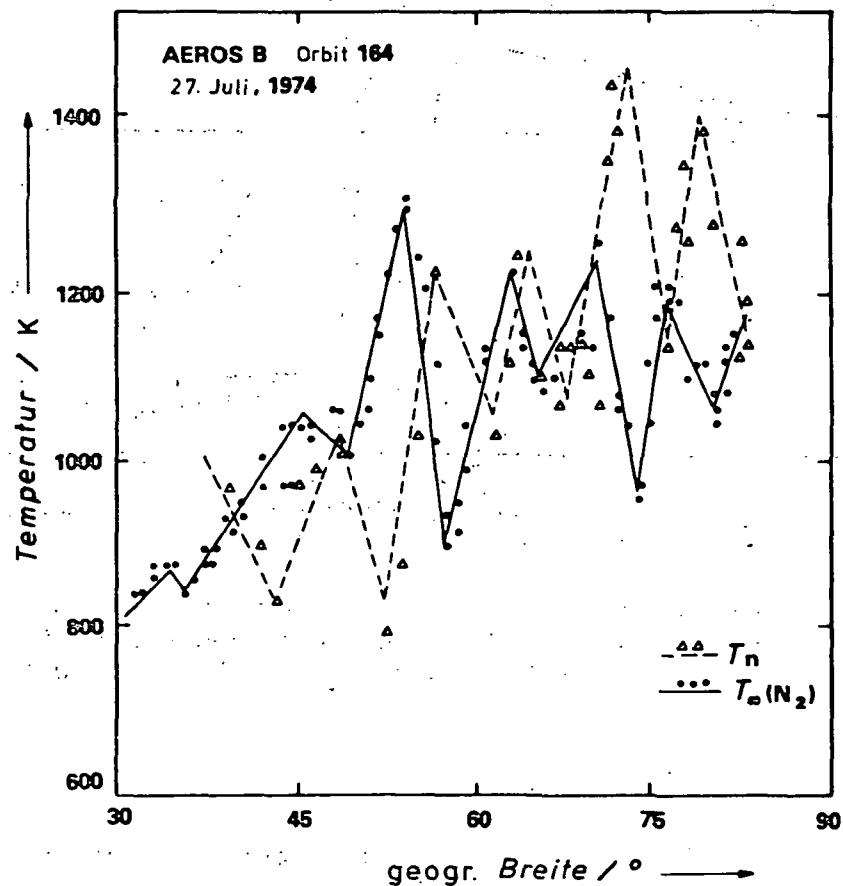


Abb. 62: Vergleich der kinetischen Temperatur mit der aus Stickstoff-Messungen abgeleiteten Temperatur für Passage 164 (gestörte Bedingungen).

wurden, dargestellt. Man erkennt, daß Dichte und Temperatur für Wellenperioden größer als etwa 30 Minuten schon fast in Gegenphase sind. Ein weiteres Resultat ist, daß für Perioden größer als 30 Minuten die schweren Gase N_2 und Ar phasengleich und nur etwa um 30° gegenüber dem in der oberen Thermosphäre häufigsten Gas O verschoben sind, während He in seiner Phase mehr der kinetischen Temperatur folgt.

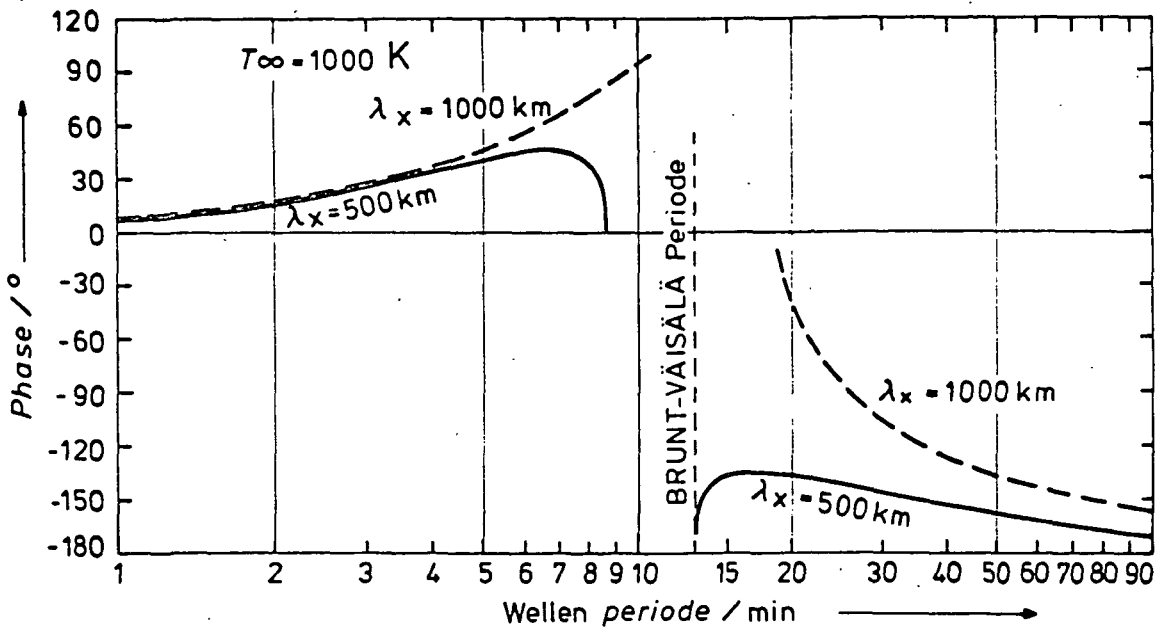


Abb. 63: Berechnete Phasenbeziehung zwischen Dichte und Temperatur als Funktion der Wellenperiode für horizontale Wellenlängen $\lambda_x = 500$ und 1000 km.

Atmosphärische Schwerewellen mit horizontalen Wellenlängen von einigen hundert Kilometer, Wellenperioden um 20 Minuten und Ausbreitungsgeschwindigkeiten um 200 m/s wurden mit AEROS-B häufig beobachtet (CHANDRA et al., 1979). Ihr Auftreten ist nicht mit der Stärke geomagnetischer Störungen, wie sie von den planetaren magnetischen

Indizes beschrieben wird, korreliert. Ein besseres Kriterium für das Auftreten von Schwerewellen der beschriebenen Art ist der Index des polaren Elektrojets (AE). Der untere Teil der Abb. 64 zeigt die zeitliche Entwicklung des polaren Elektrojets am 26. und 27. Juli 1974. In dieser Periode befand sich das Perigäum des AEROS-B in höheren nördlichen Bereichen. Aus diesem Zeitraum sind in Abb. 65 drei Satelliten-Passagen ausgewählt (Orbit 158, 164 und 166) und die aus N_2 -Dichten abgeleiteten Temperaturen dargestellt.

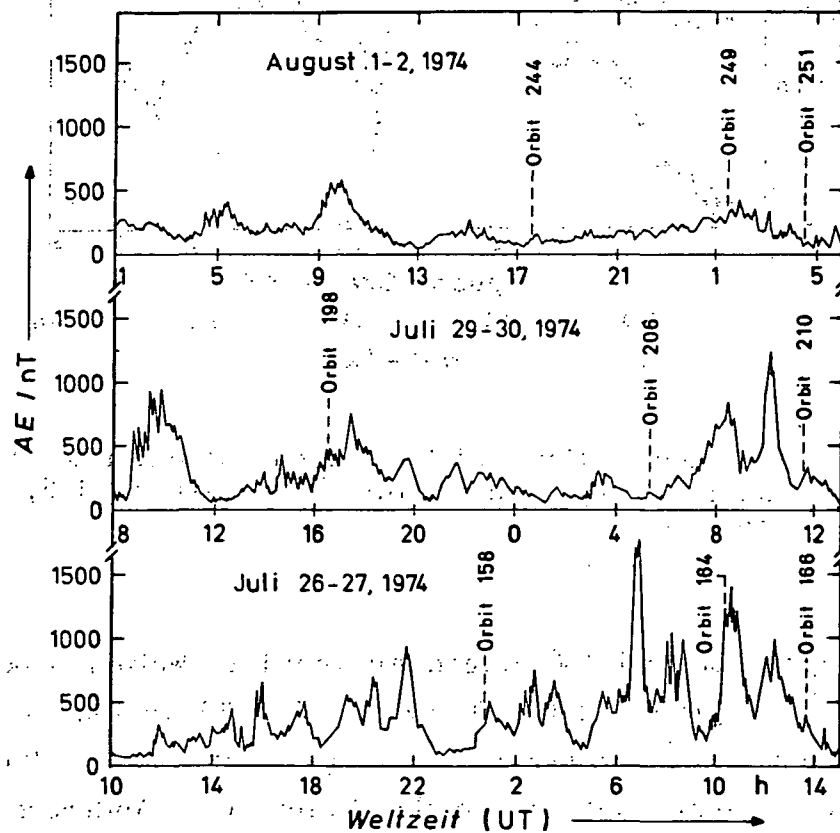


Abb. 64: Zeitliche Entwicklung des polaren Elektrojets (AE) für drei Perioden im Juli und August 1974. Pfeile kennzeichnen Passagen von AEROS-B beim Überqueren von 65° nördlicher Breite.

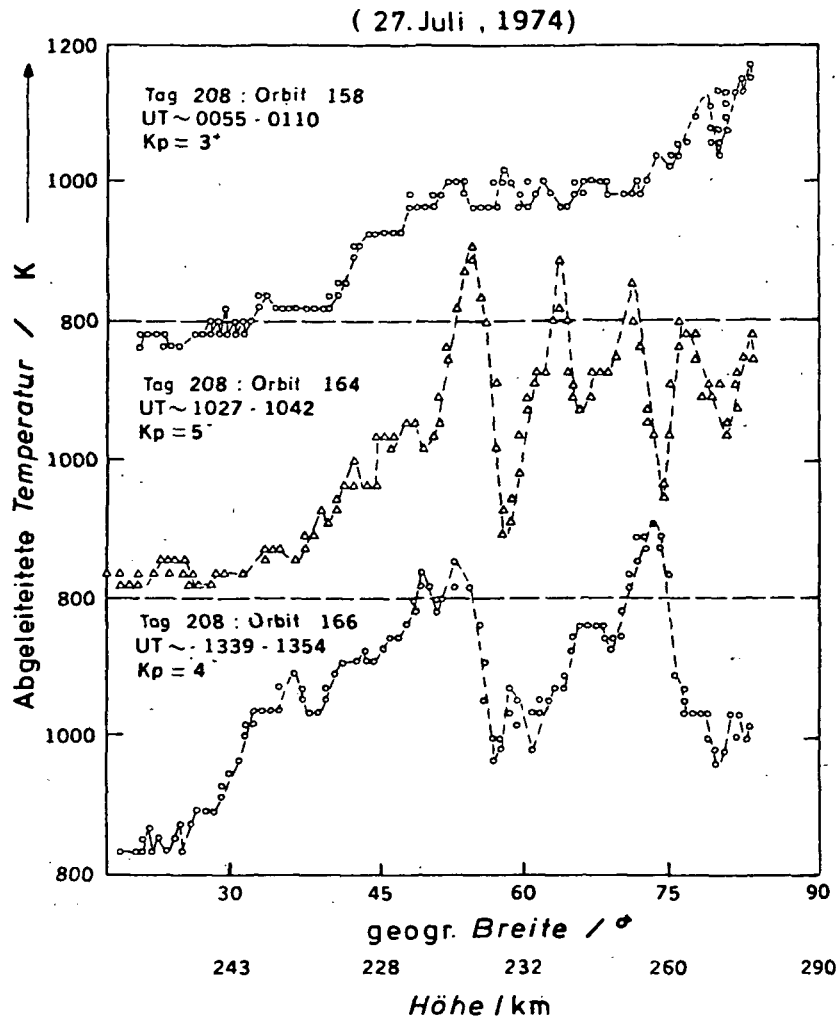


Abb. 65: Aus den Stickstoff-Messungen abgeleitete Exosphären-Temperaturen für die Passagen 158, 164 und 166.

Die Passagen 164 und 166 zeigen ausgeprägte Wellenstrukturen. Große AE-Werte (1500 nT bzw. 1000 nT) traten einige Stunden vor diesen Passagen auf. Es gibt in den Daten von AEROS-B sehr viele Beispiele dieser Art. Andererseits werden normalerweise bei niedrigen Werten von AE auch keine Wellen beobachtet. Die Passage 158 ist insofern eine Ausnahme, als auch hier wenige Stunden vorher AE etwa 800 nT erreichte, aber trotzdem keine ausgeprägten Wellenstrukturen auftreten.

Dies könnte dadurch erklärt werden, daß in dieser Passage der Satellit nicht durch die Wellenfront gelaufen ist oder daß eine schnellere Dissipation der Welle erfolgte und damit ihre Reichweite wesentlich geringer als in den anderen Fällen war. Aus dem vorliegenden Datenmaterial, von dem hier nur wenige Beispiele gezeigt werden können, wird geschlossen, daß atmosphärische Schwerewellen mit Wellenlängen von einigen hundert Kilometern häufiger in der Nordlichtzone angeregt werden, als die planetaren magnetischen Indizes erwarten lassen. Sie breiten sich vorzugsweise auf der Nachtseite aus, wo sie bis in mittlere Breiten gelangen, während ihre Reichweite auf der Tagseite auf hohe Breiten beschränkt bleibt. Dies läßt sich aus den Abbn. 66 und 67 erkennen, wo die aus N_2 abgeleiteten Temperaturen zur Hervorhebung der Polregionen gegen die invariante Breite aufgetragen sind. Zum Vergleich sind auch die aus dem MSIS-Modell folgenden Temperaturen eingezeichnet. Man erkennt einmal, daß auf der Nachtseite die Wellen sich bis zu mittleren und niedrigen Breiten fortpflanzen, während sie auf der Tagseite außerhalb der Nordlichtzone nicht mehr beobachtet werden. Zum anderen zeigen die Abbildungen, daß die MSIS-Temperaturen in den Bereichen ohne Wellenstruktur gut mit den aus den N_2 -Messungen abgeleiteten Temperaturen übereinstimmen. In den Regionen, wo Wellen auftreten, liegen aber die aus den Messungen abgeleiteten Temperaturen wesentlich höher.

Atmosphärische Schwerewellen, die in der Nordlichtzone angeregt werden, transportieren daher Energie aus der Nordlichtzone zu niedrigeren Breiten und zwar vorzugsweise auf der Nachtseite, wo sie durch Dissipation zur Aufheizung der Gase beitragen. Da diese Wellen sehr häufig auftreten, können sie eine wesentliche Wärmequelle auf der Nachtseite in mittleren Breiten darstellen.

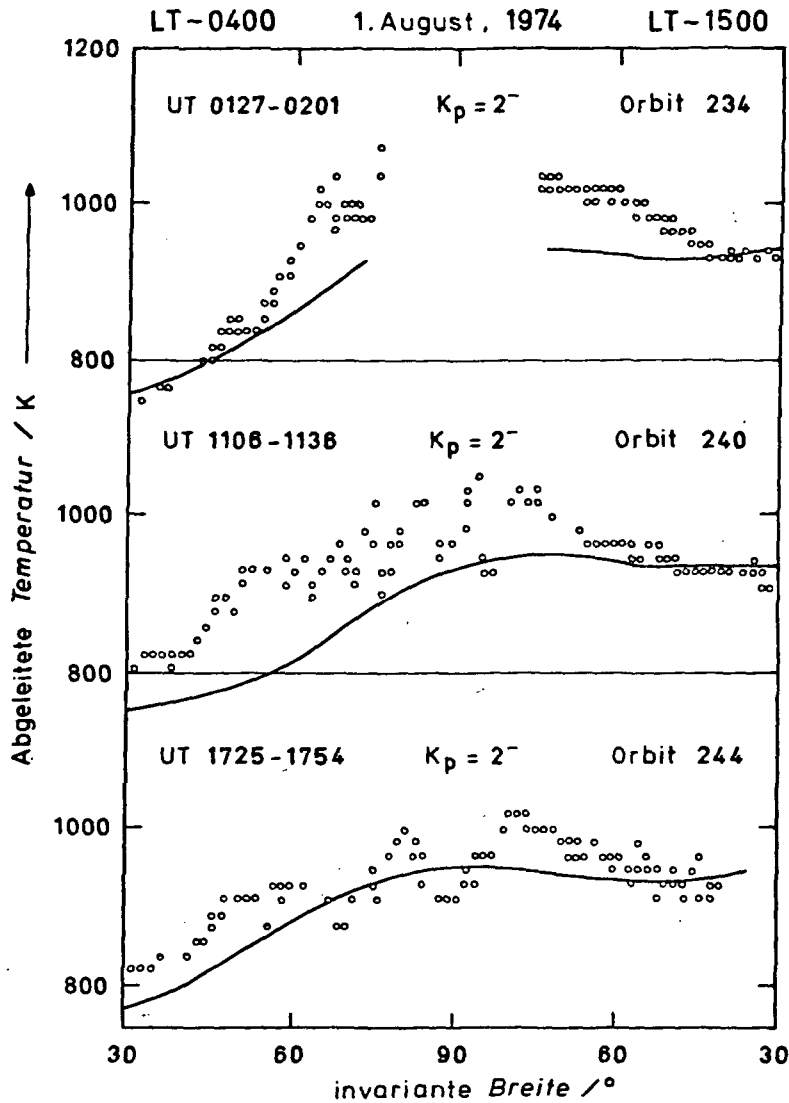


Abb. 66: Abgeleitete Temperaturen für die Passagen 234, 240 und 244 als Funktion der invarianten Breite. Der magnetische Nordpol ist in der Mitte der Abszisse; Tagwerte liegen rechts, Nachtwerte liegen links vom Pol. Die ausgezogenen Kurven sind die aus dem MSIS Modell (HEDIN et al., 1977a) berechneten Temperaturen.

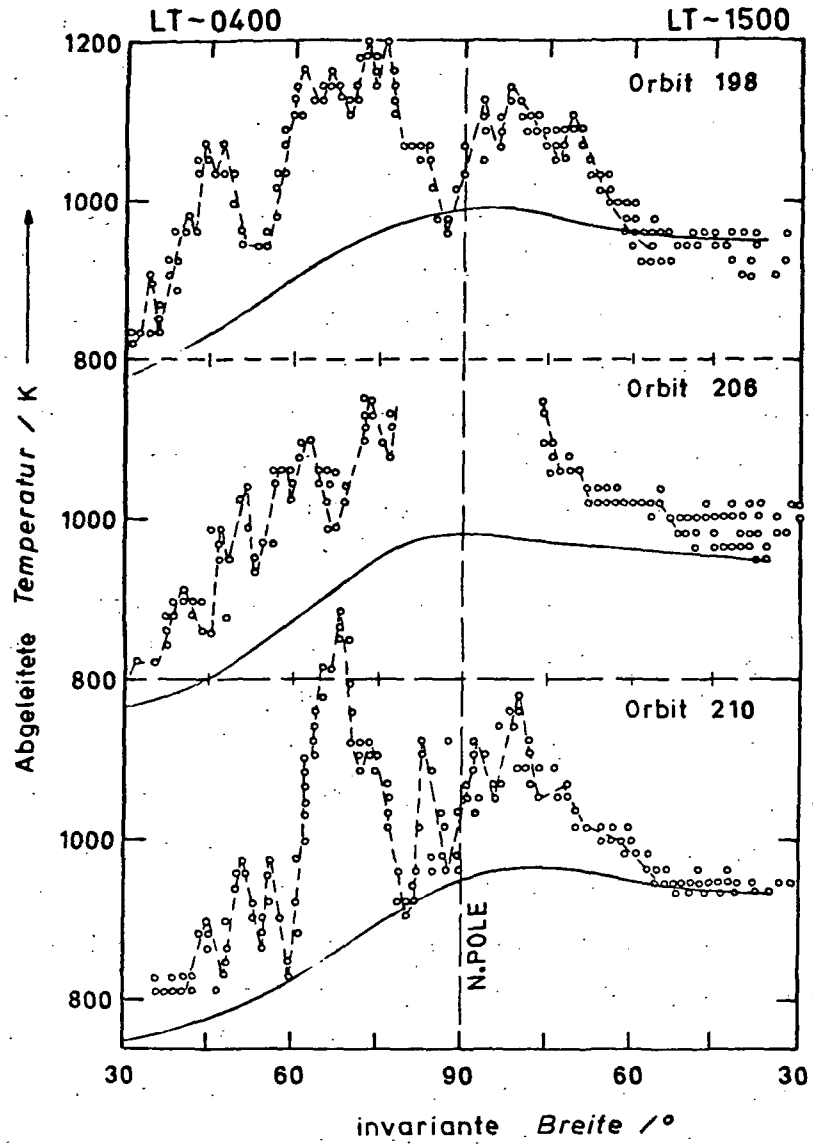


Abb. 67: Abgeleitete Temperaturen für die Passagen 198, 206 und 210 als Funktion der invarianten Breite (vergl. Text zu Abb. 66).

4.2. 4 Atomarer Stickstoff in der Thermosphäre

In den Massenspektren des NIMS auf AEROS-B wurden unerwartet große Signale auf der Masse 30 gefunden. Das Höhenprofil ergibt eine Skalenhöhe, die einem atmosphärischen Bestandteil mit einer Masse von etwa 14 AME entspricht. Aus diesem und anderen Befunden wurde der Gasbestandteil auf der Masse 30 als atmosphärischer atomarer Stickstoff identifiziert, der in der Ionenquelle des Massenspektrometers mit Sauerstoff-Atomen, die an der Oberfläche adsorbiert sind, zu NO reagiert und als solches nachgewiesen wird (JOOS, 1977) ähnlich wie bei dem OSS Massenspektrometer (MAUERSBERGER et al., 1975) auf dem AE-C Satelliten.

Der atomare Stickstoff zeigt eine ausgeprägte Tag/Nacht-Schwankung und reagiert nur schwach auf geomagnetische Störungen (JOOS, 1977; KRANKOWSKY und JOOS, 1977; KÖHNLEIN et al., 1979a,b). Dies ist gut in der Abb. 68 zu erkennen. Hier ist die Stickstoffdichte N in etwa 320 km Höhe als Funktion der Zeit für die gesamte Missionsdauer dargestellt. Jeder Punkt stellt den Mittelwert aller Messungen an einem Tag im Höhenintervall 310 bis 330 km dar. Um eine eindeutige Zuordnung zur Ortszeit zu erhalten, wurden nur Messungen vom aufsteigenden Teil der Satellitenbahn verwendet. Zum Vergleich sind die entsprechenden Daten für O und N_2 mit aufgeführt. Maximale N -Dichten wurden tags gefunden, minimale N -Dichten nachts. Die Tag/Nacht-Amplitude ist wesentlich größer als für O und N_2 und damit sicher kein Temperatureffekt. Der Verlauf der Punkte für N ist wesentlich glatter als für N_2 . Da nicht nach geomagnetischer Aktivität selektiert wurde, bedeutet dies, daß N im Gegensatz zu N_2 und auch zu O kaum auf geomagnetische Störungen reagiert.

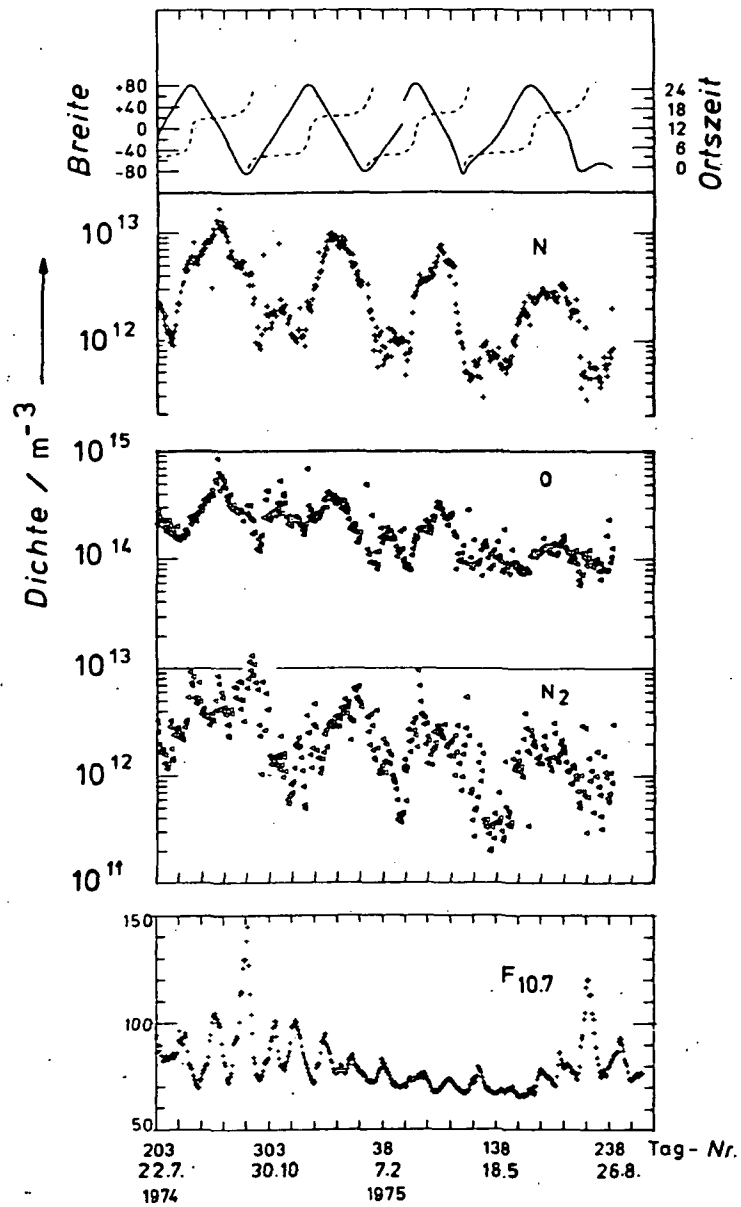


Abb. 68: Verlauf der Dichten von N, O und N₂ in 320 km Höhe während der AEROS-B Mission. Jeder Punkt ist der Mittelwert aller Messungen während eines Tages im Höhenintervall 310 bis 330 km auf dem aufsteigenden Ast der Satellitenbahn (die Werte für N sind aus Versehen um einen Faktor 2 zu groß). Dazu oben Ortszeit und Breite des Perigäums sowie unten der Verlauf des 10,7 cm Flusses.

Die Amplitude der Tag/Nacht-Schwankungen der N-Dichten hängt sowohl von der Breite als auch von der Jahreszeit ab. Dies ist aus der Abb. 69 zu ersehen. Hier sind für zwei Breitenbereiche auf der Nordhalbkugel die N-Dichten in 300 km Höhe (Mittelwerte aus den Messungen während mehrerer Tage) gezeigt. In mittleren Breiten ($20^{\circ} - 40^{\circ}$) findet man die größten Tag/Nacht-Schwankungen (etwa um den Faktor 7). Sie ändern sich aber kaum mit der Jahreszeit. In hohen Breiten ($> 60^{\circ}$) sind die Tag/Nacht-Amplituden merklich kleiner. Sie sind am größten (etwa um den Faktor 2-3) während des lokalen Sommers und nehmen zum lokalen Winter hin ab. Für die Verhältnisse auf der Südhalbkugel ergibt sich im wesentlichen das gleiche Bild, aber um 6 Monate verschoben.

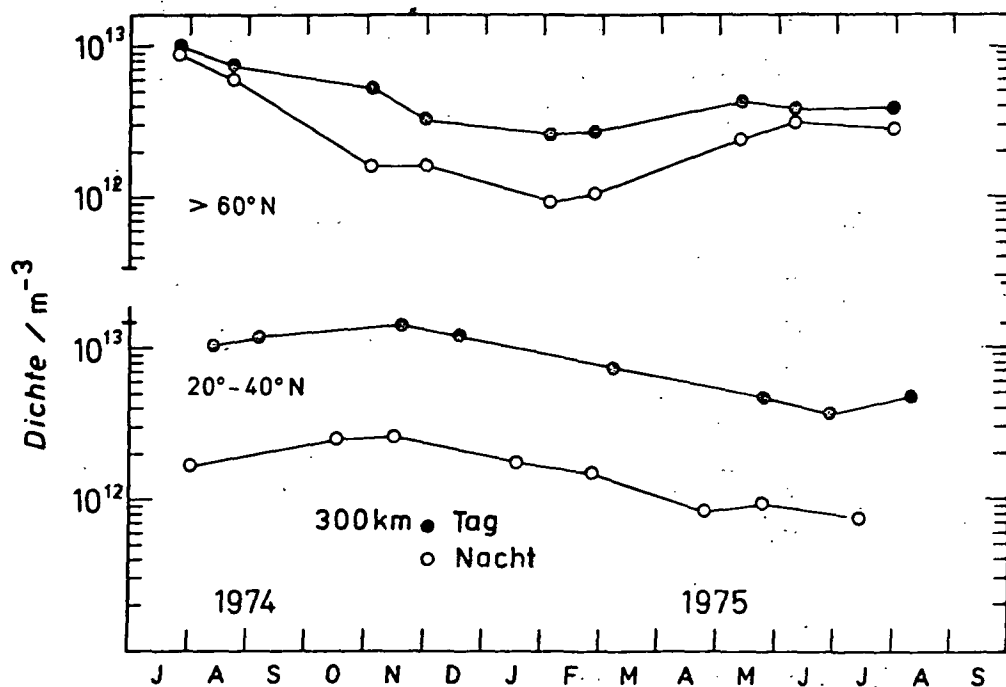


Abb. 69: Abhängigkeit der Tag/Nacht-Schwankungen der N-Dichte (um einen Faktor 2 zu groß angegeben) in 300 km Höhe von Jahreszeit und Breite. Jeder Punkt ist der Mittelwert aller Messungen während mehrerer Tage.

Die breitenabhängige Verteilung des N ist für das September-Äquinoktium in Abb. 70 dargestellt. Auf der Tagseite sind die N-Dichten in 320 km Höhe fast konstant um $5 \cdot 10^6 \text{ cm}^{-3}$ bis hin zu mittleren Breiten. Erst zu den Polen hin nehmen die Dichten ab und zeigen Minima in mittleren Breiten auf der Nachtseite mit Dichten um $5 \cdot 10^5 \text{ cm}^{-3}$. Zum Äquator hin steigen die Dichten dann wieder an. Ähnliche Verteilungen erhält man auch für das März-Äquinoktium und für die beiden Solstitien, wobei die Lage des äquatorialen Maximums und die Tiefe der Minima auf der Nachtseite sich

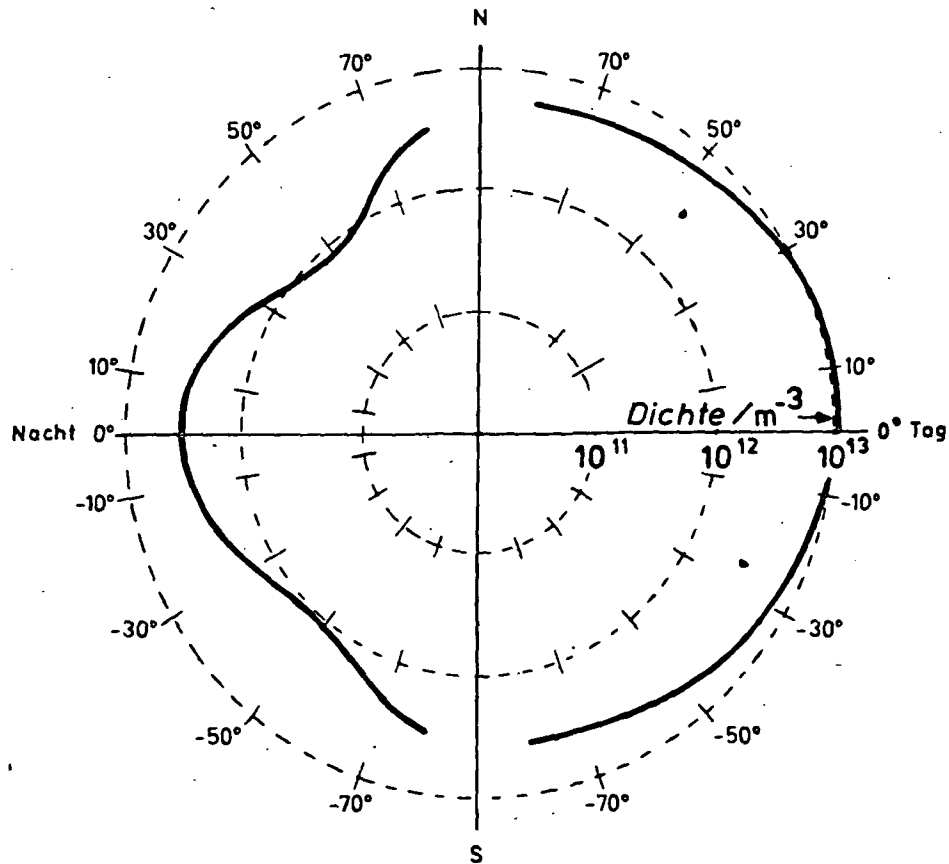


Abb. 70: Breitenabhängige Verteilung des atomaren Stickstoffs (um einen Faktor 2 zu groß angegeben) in 320 km Höhe während des September-Äquinoktiums 1974.

verändern. Eine Erklärung für die beobachtete globale Verteilung des atomaren Stickstoffs ist sicher in einem Zusammenwirken der photochemischen und ionenchemischen Bildungs- und Verlustprozesse für N mit großräumigen Transportprozessen zu suchen und steht noch aus, da es noch kein globales physikalisches Modell für diese Vorgänge gibt.

4.3. Struktur und Variationen des ionosphärischen Plasmas

4.3. 1 Experimentelle Möglichkeiten und Grenzen

4.3. 1.1 Betriebsbedingungen und deren Konsequenzen

Auf AEROS waren drei Plasma-Experimente vorgesehen, die in Kapitel 3 beschrieben sind:

- das vielseitige Experiment Gegenspannungs-Analysator (RPA = Retarding Potential Analyzer), (SPENNER und DUMBS, 1974);
- das die Elektronendichte in rascher Folge messende Experiment Impedanz-Sonde (IP = Impedance Probe), (NESKE und KIST, 1974);
- das Massenspektrometer (NIMS = Neutral and Ion Mass-Spectrometer) in seinem Ionen-Mode, (KRANKOWSKY et al., 1974).

Die Sensoren der Experimente RPA und NIMS befanden sich auf dem Umfang des rotierenden Satelliten, sie sollten jeweils bei bester Anströmung eingeschaltet werden. Die Antenne des Experiments IP lag in der Satellitenachse (siehe Abb. 4).

1.1.1

Bei der A-Mission war von Anfang an die Kontrollmessung der Plasma-Anströmung ('Ionen-Sensor' genannt) ausgefallen. Deshalb funktionierte die vorgesehene Umschaltung der auf dem Umfang angebrachten Sensoren nicht. Statt des normalen Betriebsmode wurde dann ein Ersatz-Betriebsmode gefahren, in dem je eines der betreffenden Experimente (RPA bzw. NIMS) für je zwei bzw. eine Spin-Periode eingeschaltet blieb. Das bedeutete je 12 s (6 s) Meßmöglichkeit und 66 s (72 s) Pause, was

einer räumlichen Lücke von etwa 550 km entspricht. Es bedeutete außerdem, daß 'rundum' gemessen wurde und somit viele Messungen mit ungünstiger Anströmung durchgeführt werden mußten. Je nach Art des Experiments war nur ein beschränkter Teil der jeweils hintereinander anfallenden Meßwerte auswertbar. Besonders davon betroffen war das Massenspektrometer NIMS im Ionen-Mode; aber auch für die Ionen-Messungen mit dem Gegenspannungs-Analysator RPA bedeutete dieser Mode eine merkliche Einschränkung.

Das Experiment Impedanz-Sonde (IP) gab keine brauchbaren Meßwerte. Eine spätere technische Analyse ließ darauf schließen, daß die zugehörige Antenne nicht ausgefahren war. So entfiel die vorgesehene rasche Messung der Elektronendichte.

Andererseits war die Datenspeicherung an Bord während der ganzen A-Mission möglich. Zwar fiel eines der beiden Bandgeräte nach einem Monat aus, es konnten aber genügend Daten über das zweite Bandgerät gespeichert werden. Das ist für die Plasma-Messungen wichtig, weil der ganze Globus gleichmäßig bedeckt wurde, auch über den Ozeanen. Eine Kontrolle und Korrektur der für Anwendungen der Wellen-Ausbreitung üblichen 'Ionisations-Weltkarten', deren Unsicherheiten über den Ozeanen am größten sind, ist deshalb mit den Daten der A-Mission gut möglich.

1.1.2

Während der B-Mission funktionierten alle Experimente und auch der Ionen-Sensor zufriedenstellend. Es konnte also der normale Betriebsmode gefahren werden, welcher Messungen mit sehr guter Ortsauflösung lieferte. Jedoch

fielen beide Bandgeräte an Bord nach knapp einem Monat aus (siehe Abschn. 1.3 in Kap. 3). Mithilfe einer ganzen Reihe von Bodenstationen wurden schließlich ca. 5 Beobachtungs-Stunden pro Tag erreicht. Allerdings sind diese Daten auf bestimmte geographische Bereiche beschränkt. Nicht abgedeckt sind die großen Ozeane, auch von der Südhalbkugel wurde nur wenig Information erhalten. Zur Kontrolle und Korrektur von Ionisationskarten sind diese Daten nur begrenzt brauchbar.

Beim Experiment IP war diesmal die Antenne ausgefahren, die Messungen fielen einwandfrei an. Gelegentliche Ausreißer über bestimmten, eng begrenzten geographischen Bereichen konnten als direkte Störung durch starke Kurzwellen-Runkfunktensender nachgewiesen werden (NESKE und THIEMANN, 1977).

1.1.3

Der planare Gegenspannungs-Analysator kann entweder mit negativer Gegenspannung betrieben werden, um das Energie-Spektrum der thermischen und suprathemischen Elektronen aufzunehmen, oder aber mit positiver Gegenspannung, um das Spektrum der positiven Ionen auszumessen.

1.1.3.1

Bei der Elektronen-Messung spielt die Eigengeschwindigkeit des Satelliten keine Rolle, weil die thermische Geschwindigkeit der Elektronen viel größer ist. Die (halb-logarithmische) Gegenspannungs-Kurve (Abb. 18b) enthält einen geraden Abschnitt, der die thermische Elektronen-Population beschreibt, und einen 'Schwanz' mit weit geringerer Steigung (Abb. 18a), in dem sich die suprathemische Population befindet. Die Steigung der

thermischen Geraden, die unschwer bestimmt werden kann, liefert die Temperatur der thermischen Population, aus ihrem oberen Ende (Knick) oder aber aus dem Sättigungswert des Stromes kann die Elektronen-Dichte abgeleitet werden. Eingehende Untersuchungen bewiesen die Überlegenheit der letztgenannten Methode. Damit entfiel allerdings die Möglichkeit einer absoluten Bestimmung der Plasmadichte aus dem Elektronenmode allein. Der Sättigungsstrom hängt nämlich zu sehr von der geometrischen und Potential-Konfiguration ab, als daß man ihn quantitativ aus einer Theorie ableiten könnte. Für die demnach erforderliche Eichung wurden für die B-Mission die Elektronendichte-Messungen des Experiments IP herangezogen. Statistische Untersuchungen führten schließlich auf den Faktor 1/18, der in die klassische Formel für die Elektronendichte aus dem 'Knickstrom' einzusetzen war, wenn letzterer durch den Sättigungsstrom ersetzt wurde. Die Übereinstimmung zwischen beiden Datensätzen war nach dieser Eichung recht gut, Abweichungen gab es nur noch an wenigen Stellen (siehe Abb. 71).

Bei AEROS-A treten wegen des 'Rundum'-Betriebs (siehe 1.1.1) große Winkel-Variationen auf. Hier konnten die Einflüsse leichter untersucht werden, weil jeweils für zwei Spin-Perioden fortlaufend gemessen wurde. Die Variation der Dichte über einen Bahnabschnitt von 100 km hält sich noch in Grenzen. In einer umfangreichen Untersuchung wurden die Meßwerte so 'normiert', daß der dem kleinsten Ablagewinkel entsprechende zu 1 gemacht wurde. Die normierten Dichten wurden dann, für viele Spin-Perioden, abhängig vom jeweils untersuchten Winkel graphisch dargestellt. Eine Anströmungs-Abhängigkeit ergab sich erst bei Winkeln über 60° , und zwar eine Abnahme der Empfindlichkeit, die sich aus der Geometrie beim Einfangen erklärt. Sie hängt von der speziellen

Realisierung, z.B. der Gitter, und von den Potentialen ab. Ein vermuteter Zusatzeffekt des Magnetfeldes beim Einfangen konnte nicht nachgewiesen werden, weder mit dem Winkel 'Sensornormale gegen Magnetfeld' noch mit dem Winkel gegen das (durch die Bewegung im Magnetfeld hervorgerufene) Lorentz-Feld.

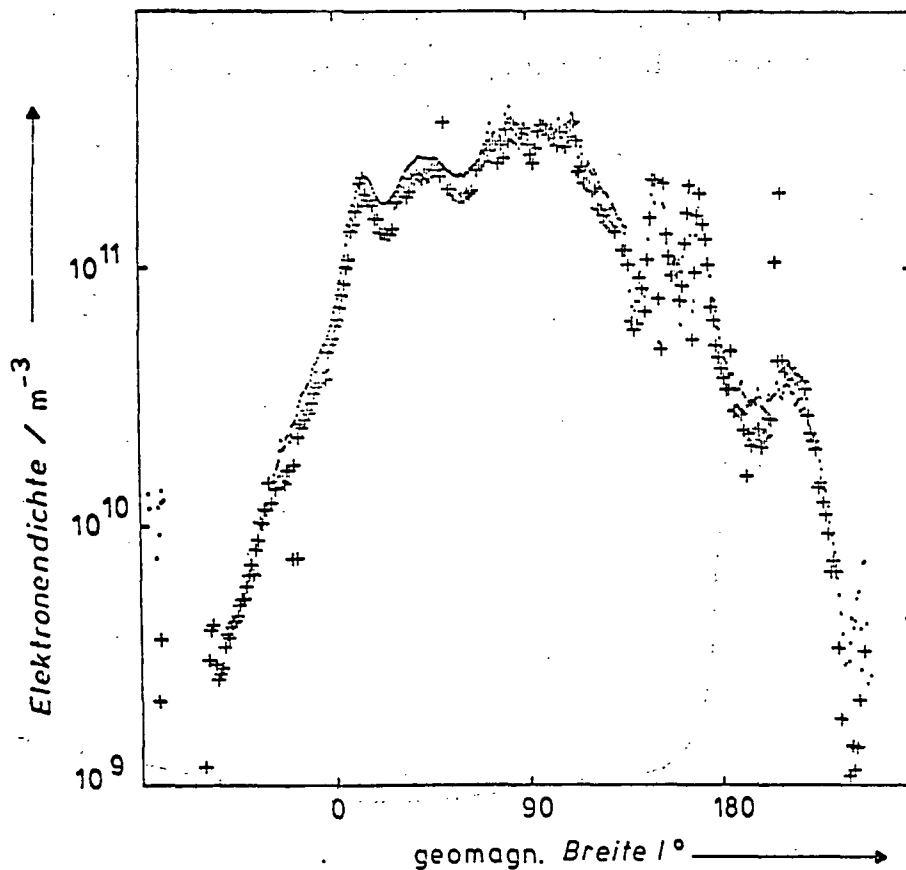


Abb. 71: Elektronendichte mit den Experimenten IP und RPA (Elektronenmode, aus Sättigungsstrom mit Umrechnungsfaktor 1/18) gemessen (• = IP, + = RPA).

Empirische Median-Kurven wurden analytisch approximiert und eine entsprechende Korrektur in das Auswerteverfahren eingebaut. Sie ist nur bei großen Anströmwindeln wirksam, betrifft also in erster Linie die A-Mission.

1.1.3.2

Der in einem Mode bis -28 V erstreckte Variationsbereich der Gegenspannung erlaubt eine zusätzliche Aussage über die suprathermische Elektronen-Bevölkerung. Die Erfahrungen bei der A-Mission zeigten, daß das bis zu etwa -10 V unschwer möglich war. Bei wesentlich höherer Gegenspannung trat aber ein - der Theorie nach unzulässiger - Wiederanstieg des Stromes ein (siehe Abb. 72). Er wurde erklärt als Wirkung von positiven Ionen aus

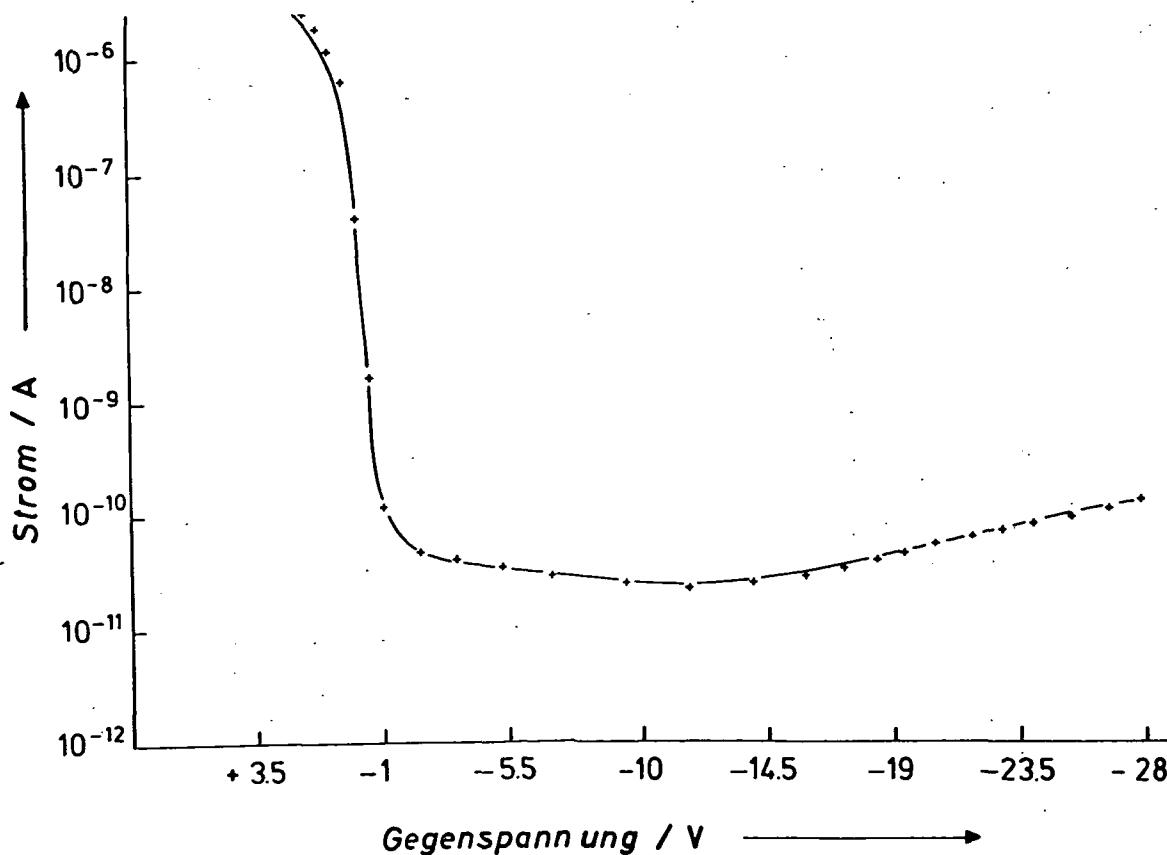


Abb. 72: Abnormale Gegenspannungs-Kurve im Elektronenmode, nur bei AEROS-A-Mission auftretend, mit Wiederanstieg des Stroms bei hoher Gegenspannung (vermutlich durch von Ionen im Instrument ausgelöste Sekundär-Elektronen hervorgerufen).

dem Plasma, die durch das erste (Gegenspannungs-) Gitter so stark beschleunigt werden, daß sie Sekundär-Elektronen innerhalb des Sensors erzeugen. Um das zu verhindern, wurde für die B-Mission das Frontgitter in diesem speziellen Mode auf +10 V gelegt, so daß die Gegenspannung nur an den folgenden beiden (inneren) Gittern lag. Durch die Abänderung war es tatsächlich möglich, die Störung durch Sekundär-Elektronen voll zu eliminieren (siehe Abb. 18a). Deshalb enthält das B-Datenmaterial erheblich ausführlichere Information über die suprathemischen Elektronen.

Zusätzlich zu differentiellen Flußangaben bei bestimmten Energiewerten wurde eine zusätzliche, globale Auswertetechnik - zumindest für die B-Mission - eingeführt, die auf einen physikalisch verwertbaren Beschrieb der Messungen abhebt. Sie soll ermöglichen, die suprathemische Elektronenbevölkerung näherungsweise als eine zweite Maxwell-verteilte zu beschreiben. Das geschieht durch eine weitere lineare Approximation in der halblogarithmischen Darstellung, die aber auf den mittleren Energiebereich beschränkt bleibt. Diese Auswertung ist noch im Gange.

1.1.3.3

Bei den Ionen-Messungen ist die Situation ganz anders als bei der Elektronen-Messung. Hier ist die Satellitengeschwindigkeit entscheidend, weil sie groß gegen die thermische ist. Die Gegenspannungskurve erlaubt im einfachsten Fall, wo eine Ionensorte weit überwiegt, eine ziemlich einfache Temperaturbestimmung aus der kinetischen Theorie, sofern Anströmwinkel und Satellitengeschwindigkeit bekannt sind (Abb. 19). Im allgemeinen Fall mehrerer Ionensorten zeigt die Kurve je Ionenmasse eine Stufe, die aber durch die Statistik der Temperatur-

Bewegung ausgeschliffen sind (Abb. 73). Die Dichten der jeweiligen Ionen und deren Temperatur müssen durch Vergleich mit theoretisch berechneten Kurven in einer iterierenden Optimierungs-Berechnung bestimmt werden.

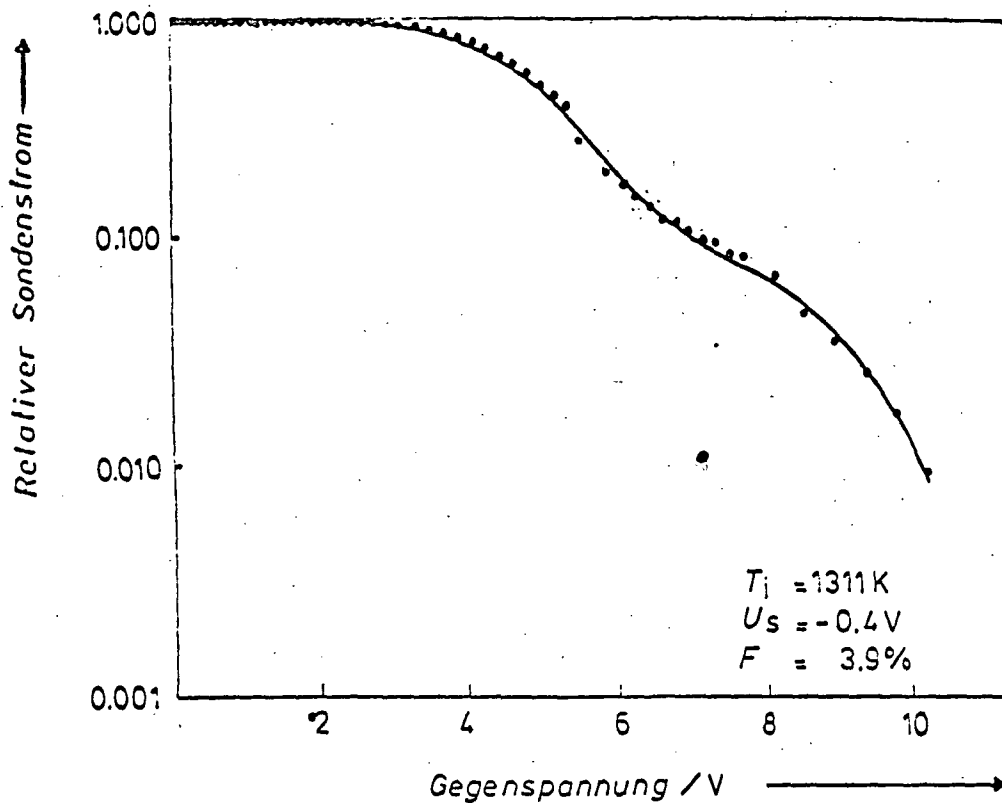


Abb. 73: Typische Gegenspannungs-Kurve im Ionenmode mit zwei wesentlichen Ionensorten im Verhältnis 1:10.

Ein anderes, mehr ins einzelne gehendes differenzierendes Auswerteverfahren wurde zwar nicht in Routine, jedoch bei besonderen Gelegenheiten angewendet. Bei einer Gegenspannungs-Kurve mit klar unterschiedenen Stufen erhält man durch Differenzieren nach der Spannung zu jeder Stufe eine glockenförmige abgeleitete Kurve. Ihre Breite hängt eng mit der Temperatur der betreffenden Ionen

zusammen, ihre Höhe mit deren Partialdichte. Es genügt deshalb, die überlagerten Glocken-Kurven durch Parabeln anzunähern, deren Öffnungsparameter und Gipfel abgelesen werden (siehe Abb. 74).

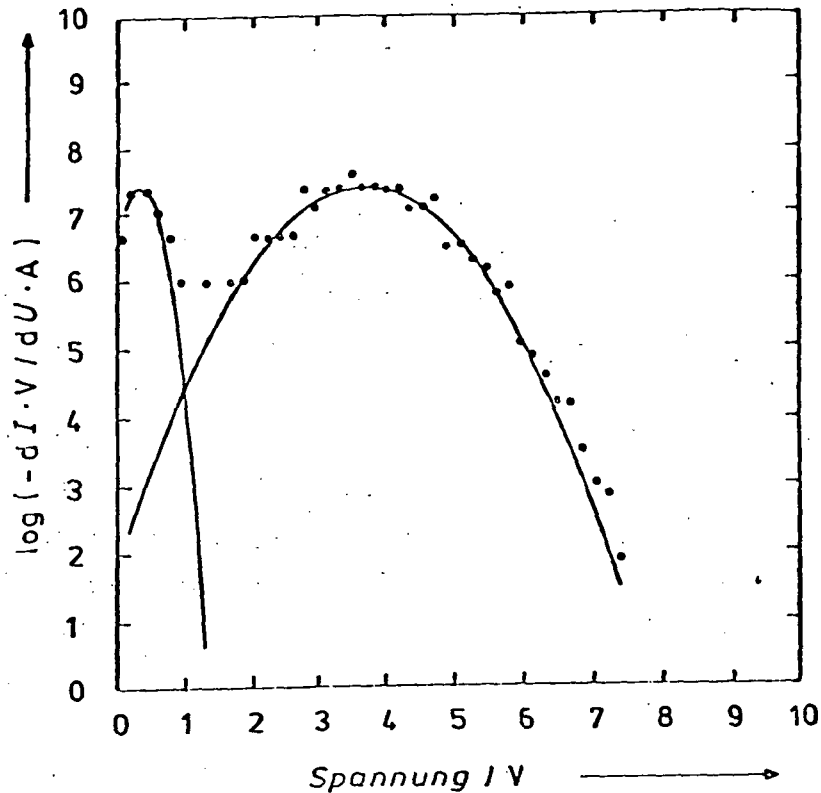


Abb. 74: Differenzierendes Auswerte-Verfahren für RPA im Ionenmode. Für die erste Ableitung der Gegenspannungs-Kurve wird für jede Stufe (Ionen-Sorte) der Originalkurve eine Parabel-Näherung bestimmt.

Erst neuerdings - nach voller Durchführung der Ionen-Auswertung - war es möglich, die aus dem Ionenmode gewonnene Gesamt-Ionendichte statistisch mit der gesicherten Elektronendichte des IP zu vergleichen. Es ergab sich eine recht gute Übereinstimmung, aber mit einem

konstanten Faktor von 1,25, mit dem die Ionendichten multipliziert werden müssen. Die Erklärung ist die, daß die Transparenz der Gitter des RPA optisch bestimmt wurde, tatsächlich aber die 'elektrische' Transparenz für langsame Ionen um 20% geringer ist. (Eine entsprechende Korrektur wird für den Elektronen-Mode des RPA deshalb nicht benötigt, weil dort beim Übergang zum Sättigungsstrom ohnehin empirisch angepaßt wurde.)

1.1.4

Im Experiment Impedanz-Sonde (IP) wird im Grundsatz die Impedanz einer Antenne im Plasma bestimmt, und zwar durch ein Frequenzvariations-Verfahren, in dem eine typische Resonanz gemessen wird. Zur Berechnung gibt es verschiedene Theorien, je nachdem, ob der Einfluß des Erdmagnetfeldes oder auch noch die Temperaturbewegung der Elektronen einbezogen werden. Ohne beide Einflüsse hätte man eine Resonanz auf der Plasmafrequenz f_N . Mit dem Magnetfeld verschiebt sich diese auf die obere Hybridfrequenz $f_T = (f_N^2 + f_B^2)^{1/2}$, wobei f_B die Gyrofrequenz der Elektronen im Magnetfeld ist. Das Experiment IP hebt auf die Hybrid-Frequenz ab und bestimmt die dazugehörige Resonanz, jedoch unter Vorschaltung einer Serien-Kapazität, wodurch die Resonanz in reproduzierbarer Weise nach höheren Frequenzen verschoben wird. Dadurch wird vermieden, daß andere Wellen unerwünscht angeregt werden, was in der Nähe der richtigen Plasma-Frequenz der Fall sein könnte. Dieser Trick bedeutet gewissermaßen eine Entdämpfung der Resonanz. Man kann das Meßgerät beschreiben als aktives Hochfrequenz-Spektrometer mit sägezahnförmiger Frequenz-Variation (innerhalb 1 s) und Phasen-Messung der Impedanz. Bei einem fest vorgegebenen Phasenwinkel hakt die Anzeige ein, die betreffende Frequenz wird (durch Zählung) bestimmt. Außer der eigentlichen Resonanz (beim Phasen-

winkel 90°) wird sukzessive noch bei drei anderen Winkelwerten gemessen; mehr dazu siehe in Kap. 3.6.

1.1.4.1

Bei der Auswertung dieser sekundlichen Messungen erhält man alle 8 km auf dem Orbit einen Meßwert der Elektronendichte. Meist wurde der Medianwert über je einen Zyklus von sechs Messungen ausgewertet, der alle 48 km anfällt. Auch in diesem Fall hat man eine Meßfolge, die in ungestörten Gebieten der Ionosphäre völlig stetig verläuft. Diese gleitend gemittelten Daten wurden für die meisten Anwendungen benutzt.

Um zusätzlich Informationen über weitere Plasma-Eigenschaften und über die der Auswertung zugrundeliegenden Meßbedingungen der Sonde zu erhalten, wurden zwei Parameter systematisch variiert; eine genaue Beschreibung findet sich in Kap. 3.6 (siehe Abb. 20). Demgemäß kam in 6 s, also über etwa 50 km Bahn, jede Einstellung einmal zum Zug. Ein "ruhiges" Beispiel einer Meßfolge gibt Tabelle 9, wo jede Spalte einem 6-Sekunden-Zyklus entspricht.

Tabelle 9: In 30 s angezeigte IP-Frequenzen (in MHz)

	0-5 s	6-11 s	12-17 s	18-23 s	24-29 s
f_1	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68
f_2	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66
f_3	2,68	2,70	2,70	2,70	2,70
f_4	2,80	2,80	2,80	2,80	2,80
f_5	2,90	2,90	2,88	2,88	2,88
f_6	3,06	3,04	3,02	3,06	3,04

1.1.4.2

Die aus Drahtgeflecht in zylindrischer Form realisierte Antenne des Experiments IP wurde alle 6 s an ein positives Gleichpotential angeschlossen, das so geregelt wurde, daß ein vorgegebener Strom aus dem Plasma gezogen wurde. Dabei verhielt sich die Antenne wie eine Langmuir-Sonde, wobei in einigen Fällen das geregelte Potential dem Plasma-Potential sehr nahe kam. Der dann eingesammelte Strom I_A kann wie folgt beschrieben werden:

$$I_A = 2qNr_A l_A (1-t_A) \left[\frac{\pi}{4} n(r_A, B) \cdot 6,69 \cdot 10^5 \sqrt{kT_e} - v_s \sin \theta \right]^2$$

N ist hier die Elektronendichte, r_A und l_A sind der Antennen-Radius bzw. die Antennen-Länge, t_A ist die effektive Transparenz der gitterförmigen Antennen-Oberfläche. Die Funktion $n(r_A, B)$ dient zur Korrektur auf das Magnetfeld, durch das die Elektronen in spiraliger Bahn um die Magnetfeld-Linien gehalten werden (CHUNG et al., 1975). Die Größe $v_s \cdot \sin \theta$ berücksichtigt den Ionenrammstrom, wobei v_s der Betrag der Satelliten-Geschwindigkeit und θ der Winkel zwischen Antennen-Achse und Geschwindigkeitsvektor ist; k ist die Boltzmann-Konstante, q die Elementarladung. Aus der Formel läßt sich für die Fälle, in denen die Antenne auf Plasmapotential liegt, die Elektronen-Temperatur T_e bestimmen. Dann nämlich ist die Ionenschicht weitgehend abgebaut, die Ionenschicht-Kapazität deshalb sehr groß. Aus der gleichzeitig gemessenen Resonanzfrequenz f_r wird die Elektronendichte ermittelt und in obige Formel eingesetzt.

Tatsächlich waren aber die Effekte auf f_1 bis f_3 im allgemeinen zu klein, wie Tabelle 9 zeigt. Das heißt, die Ionenschicht hatte unter üblichen Betriebsbedingungen eine große Kapazität, die nur unwesentlich modifiziert

wurde. Der Effekt lag tatsächlich meist unter 1%, was auf dem mit etwa 8 km s^{-1} bewegten Satelliten gegen die örtlichen Fluktuationen zu gering ist. Es stellte sich jedoch heraus, daß gelegentlich in einem begrenzten geographischen Bereich ein deutlich größerer Effekt, bis zu 5%, auftrat, bevorzugt im Äquatorgebiet. Der Vergleich der nach obiger Formel ermittelten Elektronen-Temperatur mit den aus dem Gegenspannungs-Analysator gewonnenen Werten ist in Abb. 75 für einige dieser Fälle dargestellt. Die aus IP bestimmten Werte liegen in einem Bereich von $\pm 300 \text{ K}$ um die des RPA.

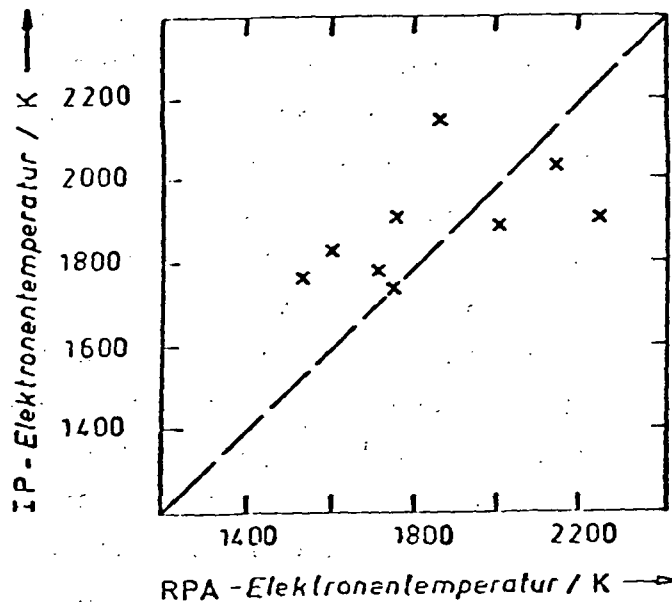


Abb. 75: Vergleich der Elektronen-Temperatur aus der Potential-Abhängigkeit der IP (nach der Formel in 1.1.4.2 bestimmt) mit der gleichzeitig vom RPA gemessenen.

Aus der Differenz der Resonanzfrequenz bei eingeschalteter und ausgeschalteter Gleichpotentialregelung läßt sich übrigens der Wert C_i der Ionenschichtkapazität bei fließendem Antennenpotential berechnen. Es zeigte sich,

daß die so ermittelte effektive Kapazität der Ionenschicht recht gut (innerhalb etwa 30%) mit dem Wert übereinstimmt, der aus einem numerischen Modell für die Radialverteilung von Elektronendichte und elektrischem Potential um einen im strömenden Plasma befindlichen zylindrischen Sensor theoretisch berechnet wurde.

1.1.4.3

Die zweite Modifikation betraf die Meßphase, d.h. die H.F.-Phase, bei welcher die Frequenzanzeige 'einbakte'. Während die oben erwähnten drei Messungen bei Resonanzphase abliefen, wurde das 'Einbaken' nun im Phasenwinkel verschoben um $22,5^\circ$ bzw. 45° bzw. $67,5^\circ$. Stellt man sich die Resonanzkurve als von einem gedämpften Schwingungskreis erzeugt vor, so kann aus der Phasenabhängigkeit die Güte dieses Kreises bestimmt werden, bzw. der äquivalente Parallelwiderstand. Diese 'Ersatzgröße' wurde in einem größeren Satz jeweils zeitlich konsistenter Messungen, und zwar aus der Frequenzvariation von etwa 200 kHz, die dem größten Phasensprung entspricht (f_6 gegen f_3), einzeln bestimmt. Im Mittel über diese Werte ergab sich ein frequenzunabhängiger Parallelwiderstand von $13 \text{ k}\Omega$ (wobei die Güte frequenzabhängig zwischen 4 und 18 variiert). Die Streuung um diesen mittleren Wert ist (bei ruhigen Bedingungen) $\pm 2 \text{ k}\Omega$ über fast alle Werte. Darin sind sicher auch systematische Variationen inbegriffen, wegen der Unvollkommenheit der benutzten 'kalten' Plasmatheorie. Zudem sind die Widerstandswerte, die aus den Zwischenwerten (f_4, f_5) der Phase gewonnen wurden, meist nicht identisch mit dem aus f_6 und f_3 . Das bedeutet, daß ein komplizierteres Ersatz-Schaltbild am Platze wäre, das zudem noch variabel sein müßte, möglicherweise nicht-linear.

Für einen beträchtlichen Datensatz wurde eine Routine-Auswertung auf Elektronen-Dichte ausgeführt, wobei der oben genannte Parallel-Widerstand als Dämpfung angesetzt wurde. Abb. 21 zeigt einerseits die gemessenen Frequenzen, andererseits die daraus errechneten Elektronen-Dichten. Diese zeigen eine systematische, aber von Fall zu Fall verschiedene Variation. In den beiden Beispielen der Abb. 76 beträgt sie, bei gleicher Elektronen-Dichte, in einem Fall $\pm 2,5\%$, im anderen $\pm 6\%$. Die systematische Variation erscheint vor allem deutlich im zweiten Fall.

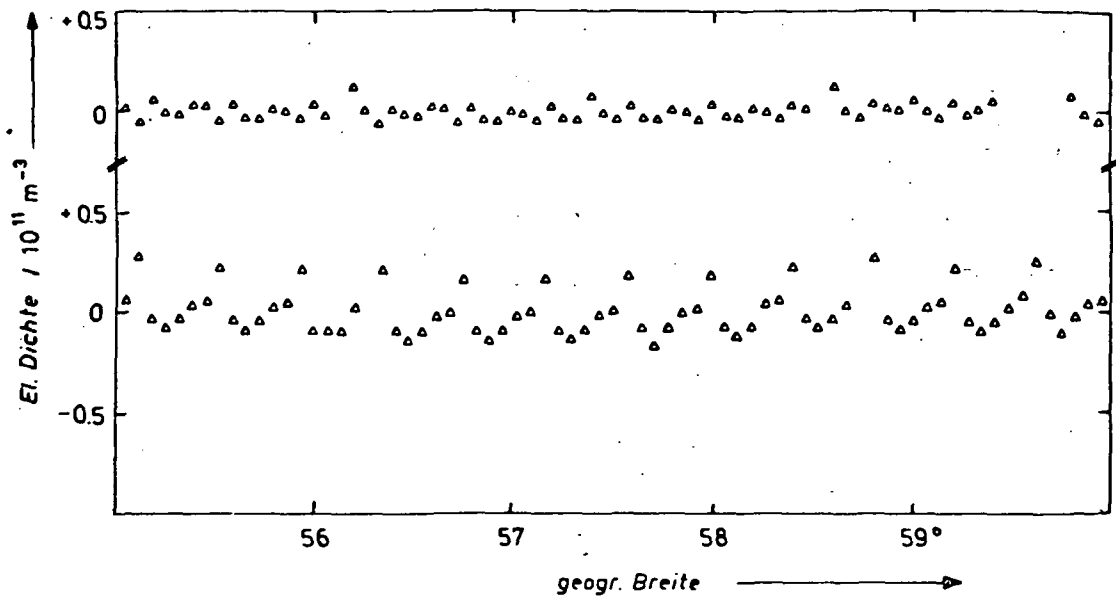


Abb. 76: Variabilität der mit Experiment IP mit den Meßfrequenzen f_1 bis f_6 bestimmten Werte der Elektronendichte¹ (Abweichung vom Medianwert). Der in den beiden Beispielen jeweils am weitesten abliegende Wert gehört zu f_6 .

Sie zeigt, daß die Reduktion mit dem gemittelten Ersatz-Schaltbild nicht ausreicht. Die Variabilität der 'Güte' muß auf einem variablen Dämpfungseinfluß beruhen, der

in der stoßfreien Theorie eines kalten, magnetisierten Plasmas, die wir benutzten, nicht enthalten sein kann. Die beobachtete phasenabhängige Variation der Frequenz ist, verglichen mit dieser einfachsten Theorie, beträchtlich abgeflacht. Der Ersatz-Widerstand faßt also die Wirkungen aller Dämpfungseinflüsse zusammen, die im wirklichen Experiment auftreten. Als solche kommen in Betracht: Coulomb-Stöße (vor allem zwischen Elektronen und Ionen), Landau-Dämpfung, Anregung von nicht-elektromagnetischen Wellen. (Die Strahlungs-Dämpfung ist vernachlässigbar.)

Unter Ansatz des oben bestimmten Parallelwiderstandes von $13 \text{ k}\Omega$ wurde aus jeder der Meßfrequenzen f_3 bis f_6 die Elektronendichte berechnet. Dabei ergaben sich geringe, aber in der Statistik durchaus systematische Abweichungen mit den folgenden Mittelwerten der prozentualen Abweichung in der Elektronendichte N_e :

Meßphase	0	$22,5^\circ$	45°	$67,5^\circ$
Frequenz	f_3	f_4	f_5	f_6
$\Delta N_e/N_e$	-2,1%	+1,0%	+2,1%	-1,0%

Dabei war die Breite der statistischen Verteilung, charakterisiert durch die Standard-Abweichung, etwa 2%. Das statistische Ergebnis änderte sich nicht merklich, wenn die Statistik auf Fälle besonders glatten zeitlichen Verlaufs der Elektronendichte ('ruhiges Verhalten') beschränkt wurde.

1.1.5

Das Eingangssystem des Experiments Massenspektrometer NIMS (siehe Kap. 3.3) kann abwechselnd als Elektronen-

stoß-Ionen-Quelle zur Messung von Neutralgas oder als System zum Sammeln atmosphärischer Ionen betrieben werden. Im Ionenmode wird der ionisierende Elektronenstrahl unterdrückt und durch geeignete Umschaltung verschiedener Potentiale im Massenspektrometer wird erreicht, daß lediglich die anströmenden Ionen des natürlichen Plasmas der Satelliten-Umgebung aufgenommen und analysiert werden. Bei der Ionenmessung werden die gleichen Massen wie bei der Neutralgas-Messung und damit die wichtigsten ionosphärischen Bestandteile H^+ , He^+ , N^+ , O^+ , N_2^+ , NO^+ und O_2^+ nachgewiesen. Die Empfindlichkeit ist dabei sehr stark von der Anströmrichtung abhängig, und zwar mit verschiedenen Winkelfunktionen für die verschiedenen Ionenmassen. Die Auswertung der Messung wurde deshalb auf Bereiche beschränkt, wo die Ablage der Anströmung von der Instrumenten-Achse nicht zu groß war.

4.3 1.2 Physikalische Auswertung und kritische Wertung der Daten

Die Auslegung der AEROS-Experimente sah eine gewisse Redundanz vor, so daß die Plasma-Dichten mehrfach, also redundant, gemessen wurden. Dadurch ergab sich die in anderen Missionen kaum gegebene Möglichkeit, durch Vergleiche die Zuverlässigkeit der Absolut-Bestimmung zu verbessern und gegebenenfalls Korrekturen anzubringen.

Außerdem wurden mit dem gleichen Ziel Vergleiche mit Messungen inkohärenter Streu-Stationen, einzelner Ionosonden, auch mit anderen, geeigneten Satelliten durchgeführt.

1.2.1

Die Plasma-Dichte wurde im Prinzip dreifach absolut gemessen:

- als Elektronen-Dichte mit der Impedanz-Sonde IP und mit dem
- Gegenspannungs-Analysator RPA in den beiden Elektronen-Moden,
- als Ionen-Dichte mit dem RPA im Ionen-Mode.

1.2.1.1

Vergleiche mit Satelliten-Messungen betrafen nur die B-Mission, weil während der A-Mission keine vergleichbaren Satelliten im Orbit waren.

Die bisher eingehendste Untersuchung betraf den ISIS-2-Satelliten, dessen Ausrüstung unter anderem eine Ionosonde, eine Langmuir-Sonde sowie ein Elektronen-Spektrometer umfaßt. Aus einem Gesamtsatz von 77 Satelliten-Begegnungen in hohen Breiten wurden zunächst 20 Fälle für eine vergleichende Analyse der Plasmadaten beider Satelliten ausgewählt. Das Hauptinteresse der Untersuchungen richtet sich dabei auf die tagseitige sogenannte Kluft, in der die Kopplung zwischen Magnetosphäre und Ionosphäre besonders ausgeprägt ist (siehe Abschn. 3.2). Die meisten Kreuzungen liegen im Polarbereich, wo die Plasmadichte örtlich und zeitlich oft erheblich schwankt. Aus der Konsistenz der Daten kann aber geschlossen werden, daß die mit dem Experiment IP bestimmten Elektronendichten sicher nicht mehr als $\pm 50\%$ von den aus den Ionogrammen abgeleiteten abweichen (DUMBS et al., 1979).

Auf dem japanischen TAIYO-Satelliten, der eine stärker exzentrische Bahn als AEROS hatte, flog eine von OYA und MORIOKA (1975) entwickelte 'Gyro-Plasma-Sonde' mit, deren Technik von der des AEROS-Instruments IP verschieden ist.

Vergleiche von Dichte-Messungen zeigten bei Tag und Nacht gute Übereinstimmung (NESKE et al., 1979). Wegen der stark exzentrischen Bahn von TAIYO finden die Kreuzungen (innerhalb von $\pm 10^\circ$ in Breite, $\pm 30^\circ$ in Länge, ± 1 h in Ortszeit) meist in der Höhenkonfiguration 'TAIYO über AEROS' statt. Untersucht wurden aber nur Fälle, in denen diese Differenz nicht größer als 200 km war. Dann kann der Höhengradient des Elektronendichte-Profiles abgeleitet werden. Der gleiche Gradient kann auch längs der stark höhenvariablen Bahn von TAIYO allein bestimmt werden. Die mit beiden Methoden bestimmten Höhengradienten stimmen gut überein, obwohl von Fall zu Fall verschiedene Werte vorliegen.

Der amerikanische Satellit S3-1 trug u.a. ein magnetisches Massenspektrometer, welches hauptsächlich die Ionen N^+ , O^+ , N_2^+ , NO^+ und O_2^+ gemessen hat. Die absolute Empfindlichkeit dieses Geräts wurde durch Anpassung an die über mehreren Ionosonden-Bodenstationen beobachteten Plasmadichten im F2-Maximum bestimmt. Kreuzungspunkte von AEROS-B und S3-1 finden sich in 78° nördlicher Breite bei 13 h Ortszeit; Untersuchungen wurden für eine Epoche durchgeführt, als beide Satelliten vergleichbare Höhen im Bereich des F2-Maximums hatten. Hier lassen sich direkte Dichtevergleiche durchführen, wobei Höhenunterschiede weniger zur Dichtevariation beitragen als die horizontale Struktur der polaren Ionosphäre, die mit der invarianten magnetischen Breite korreliert ist. Die Übereinstimmung in den Totaldichten von S3-1 und von AEROS (IP-Messung) liegt innerhalb von 10%; gleiches gilt auch für die relativen Anteile von Atom- und Molekül-Ionen, wenn man die RPA-Ionenmessungen von AEROS-B auf die IP-Elektronendichten hochkorrigiert.

1.2.1.2

Vergleiche mit bodengebundenen Beobachtungen wurden bei einzelnen Gelegenheiten ausgeführt. In Betracht kommen Ionosonden und inkohärente Rückstreu-Anlagen. Wegen der nicht unerheblichen örtlichen und zeitlichen Schwankungen kann exakte Übereinstimmung nicht erwartet werden, weil ja kein Kontakt exakt über der Bodenstation stattfindet. Es entsteht dann auch die Frage, ob der Punkt größter Annäherung oder der gleicher Breite zum Vergleich besser geeignet ist.

Mit Ionosonden konnten nur wenige Vergleiche mit Hilfe der Stationen Lindau (Harz) und Slough (England) ausgeführt werden. Abb. 22 zeigt gute Übereinstimmung, aber auch die Grenzen dieses Verfahrens.

Mit inkohärenten Streustationen liegen für AEROS-A zwei gute Überflüge vor; Orbit 319 mit Malvern, Orbit 477 mit St. Santin. Die Dichteangaben der Streustationen waren beidemale etwas niedriger als die des Experiments RPA. Eine einzige Vergleichsmöglichkeit mit dem in dichter Folge messenden Experiment IP ergab sich im Orbit 6120 von AEROS-B mit der polaren Station Chatanika. In diesem Falle war das Meßergebnis der Station um 20% höher als die Satelliten-Messung. Das ist im Rahmen der gegebenen Möglichkeiten (s. oben) eine recht gute Übereinstimmung.

1.2.2

Ionen-Partialdichten, d.h. die anteilige Zusammensetzung der Ionen, ist eine Meßgröße, die zu Vergleichen mit aeronomischen Theorien bisher nur selten herangezogen werden konnte, obwohl sie dafür von besonderem Interesse ist: gibt sie doch tieferen Einblick als die summarische Plasmadichte. Auf beiden AEROS-Satelliten wurde die Ionen-Komposition mit den Instrumenten NIMS und RPA (Ionenmode) bestimmt.

1.2.2.1

Der Gegenspannungs-Analysator gibt keine differentielle Darstellung nach einzelnen Ionenmassen, wohl aber eine integrale. Weil im bewegten Bezugssystem jeder Ionenmasse eine andere Teilchen-Energie entspricht, kann man bei entsprechender Analyse der Gegenspannungs-Kurve auf die Massen der einzelnen Ionensorten und ihre Anzahldichte schließen.

Das Maximum der Stromspannungs-Charakteristik bei Gegenspannung Null ist der Ionen-Gesamtdichte proportional. Mit zunehmender Gegenspannung werden zunächst die Ionensorten mit der geringsten kinetischen Energie (im Bezugssystem des Satelliten) eliminiert; das ist die leichteste Ionensorte. Die schwereren Ionen werden dann in der Reihenfolge zunehmender Masse ausgeschieden. Man benutzt also ein Differenzverfahren, das hohe Anforderungen an die Genauigkeit der Messung stellt. Voraussetzung der Anwendung ist allerdings, daß es gelingt, die Überlagerung der Einzelkurven aufzulösen. Dafür wurden zwei verschiedene Verfahren entwickelt.

Im ersten Verfahren gingen wir von einer kinetischen Theorie aus, mit der bei bekanntem zeitlichen Verlauf des Anströmwinkels und angenommener Ionentemperatur die Form der Gegenspannungskurve für jede beliebige Ionenmasse berechnet werden kann. Wollte man bei völlig unbekanntem Ionen-Sorten daraus die beobachtete Gegenspannungskurve aufbauen, so wäre diese Prozedur sicher nicht eindeutig umkehrbar. Deshalb benutzten wir die a priori-Information früherer Experimentatoren, wonach die wichtigsten Ionen sind: einerseits die molekularen O_2^+ , NO^+ und N_2^+ , andererseits die atomaren O^+ , He^+ und H^+ . Die drei molekularen haben so wenig unterschiedliche Massen, daß eine integrale Messung zu ihrer Identifizierung en détail

nicht geeignet ist. Sie wurden deshalb zusammengeworfen (gerechnet haben wir mit der mittleren Massenzahl 31, weil N_2^+ erfahrungsgemäß nur in geringer Konzentration auftritt). So blieben vier Ionen-Arten, aus denen dann mit passend gesetzten Anfangsdichten eine theoretische Gegenspannungs-Kurve erhalten wurde. Durch Vergleich mit den beobachteten Meßpunkten wurden dann die Dichten, aber auch die Temperatur der Ionen solange iteriert, bis ein Minimum des (quadratischen) Residuums erreicht war.

Für die Routine-Berechnung geeignet wurde die Methode erst durch eine gewisse Einengung der bei der Iteration zugelassenen Möglichkeiten. Vor allem wurde die a-priori-Information zur Ionen-Zusammensetzung präzisiert: bei Höhen unterhalb 300 km wurden keine leichten Ionen, bei Höhen oberhalb 350 km keine Molekül-Ionen in die Iteration hereingenommen. Das ist sicher fast immer richtig, außer bei Störungen, für die eine gesonderte Behandlung reserviert wird. Auch in Fällen, wo keine korrekte Optimierung erreicht wurde, wird jedenfalls die Gesamtdichte der Ionen ausgegeben. Dieses Programm lief schließlich zufriedenstellend, es wurde für beide Satelliten eingesetzt.

Das in 1.1.3.3 beschriebene differenzierende Auswerteverfahren wurde nur in Einzelfällen herangezogen. Es soll künftig bei der Untersuchung von Ereignissen benutzt werden, bei denen die obigen Annahmen nicht zutreffen.

1.2.2.2

Die Messungen des Massenspektrometers NIMS im Ionenmode allein konnten auf absolute Dichten nicht ausgewertet werden, weil die Meß-Empfindlichkeit sehr stark ausrichtungsabhängig ist. Waren dagegen die Anteile der überwiegenden Ionen-Sorten aus den Messungen des RPA oder auch nur die Gesamtdichte vom Experiment IP bekannt, so

konnte damit eine Art Eichung durchgeführt werden. Danach war es dann möglich, mithilfe der NIMS-Messungen die Feinaufteilungen im Massenspektrum vorzunehmen.

Im Gegensatz zu neutralen Gasteilchen, die vor ihrer Ionisation durch zahlreiche Wandstöße in der Ionenquelle thermalisiert werden, wird die Nachweis-Wahrscheinlichkeit atmosphärischer Ionen stark von dem Anströmwinkel, d.h. Winkel zwischen Spektrometerachse und Flugvektor, abhängen. Aufgrund der Einbaugeometrie des Massenspektrometers im Satelliten (Spektrometerachse senkrecht zur Satelliten-Drehachse), der Ausrichtung der Drehachse zur Sonne und der Satellitenbahn (3 Uhr und 15 Uhr Ortszeit) ändert sich der während einer Spindrehung jeweils günstigste Anströmwinkel im Verlauf eines Orbits von einigen Grad bis zu 48° . Die das Spektrometer schräg anströmenden Ionen haben bei einer Satelliten-Geschwindigkeit von 8 km/s eine kinetische Energie von etwa 0,3 eV pro Nukleon. Dies ist für die schwereren Ionen vergleichbar mit den elektrostatischen Potentialen im Eingangssystem zum Massenspektrometer. Die ionenoptische Einstellung für eine optimale Fokussierung der schräg einfallenden Ionen hängt von der Ionenmasse, dem Angriffswinkel und der thermischen Energie (Iontemperatur) der Ionen ab, alles Größen, die sich laufend ändern. Daraus resultiert eine variable Nachweis-Empfindlichkeit des Massenspektrometers.

Zur Berechnung der Winkelcharakteristiken der verschiedenen Ionen wurde eine modellmäßige Beschreibung des Ionen-Sammelprozesses benutzt (RÜHLE, 1976), wobei als wesentlicher Instrument-Parameter, der nicht ad hoc bekannt ist, der effektive, räumliche Akzeptanzwinkel des Einlaßsystems aus dem Meßdaten selbst bestimmt wird. Außer den vom Massenspektrometer gemessenen relativen Ionendichten werden hierzu die Ionen-Temperatur und die

absolute Ionen-Dichte (bzw. Elektronen-Dichte) benötigt, die vom RPA-Experiment und von der Impedanz-Sonde gemessen wurden.

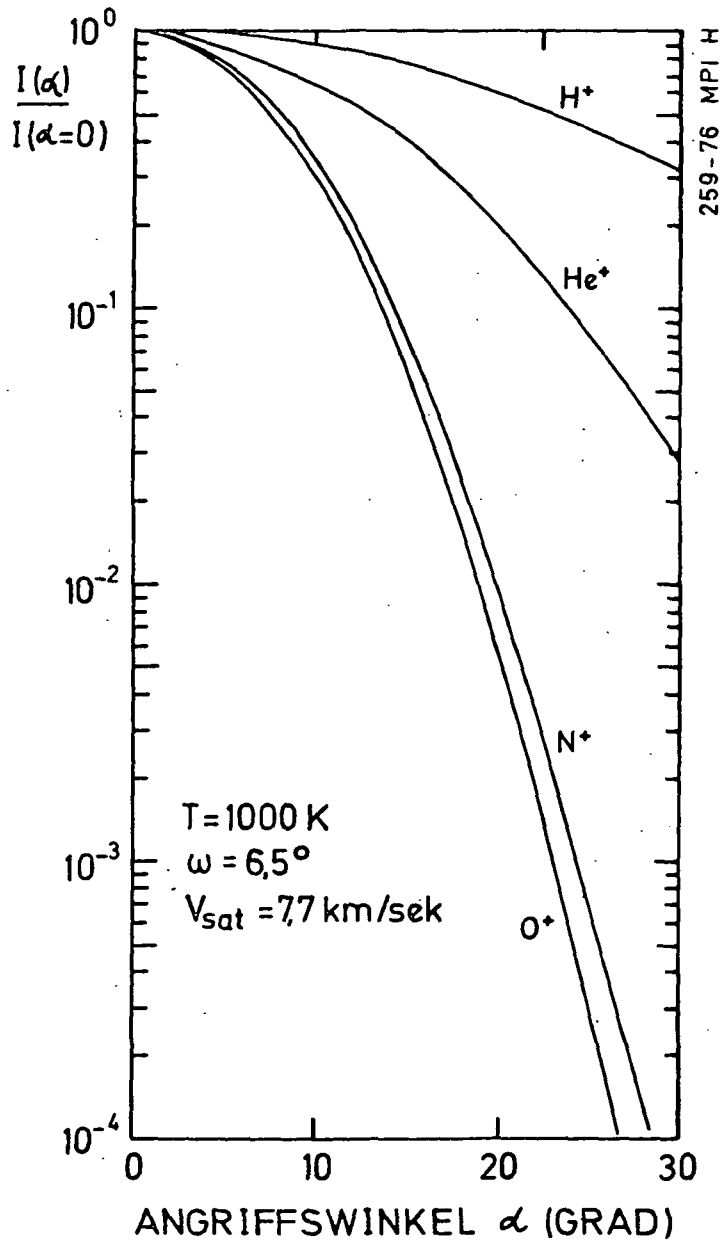


Abb. 77: Abhängigkeit der Nachweis-Empfindlichkeit des Experiments NIMS im Ionenmode vom Anström-winkel, für verschiedene Ionensorten (RÜHLE, 1976).

Die starke Abhängigkeit der Nachweisempfindlichkeit vom Anströmwinkel (Abb. 77) führt dazu, daß die auswertbaren Ionenmessungen im wesentlichen auf zwei relativ enge Breitenintervalle (eines auf der Tagseite und eines auf der Nachtseite) beschränkt sind. Die Ausdehnung der Intervalle hängt noch von der Ionenmasse ab und erstreckt sich nur für die leichtesten Ionen H^+ und He^+ bis zu polaren Breiten.

1.2.3

Als Elektronen-Temperatur bezeichnet man die Temperatur der überwiegenden Elektronen-Population, die je nach Tageszeit, Ort und Höhe zwischen 600 und 4000 K zu liegen pflegt. Sie wurde mit dem Experiment RPA aus dem Elektronen-Mode bestimmt, bei dem nur ein kleiner Gegenspannungs-Bereich durchfahren wird.

1.2.3.1

Die Elektronen-Temperatur wird aus der Steigung des linearen Teils der (halb)logarithmischen) Gegenspannungskurve (vergl. Abb. 18) bestimmt. Bei der Bestimmung müssen (sehr selten und vereinzelt auftretende) stark ausreißende Stromwerte ausgeschieden werden, die (durch Bit-Fehler) bei der Telemetrieübertragung zur Erde entstehen können. Behalten werden nur Punkte, die innerhalb $\pm 10\%$ auf einer Geraden liegen. Gibt es keinen ausreichend ausgedehnten linearen Bereich, so kann keine Temperatur bestimmt werden. Das sind Fälle, in denen die suprathemischen Elektronen (siehe 1.2.5) so zahlreich sind, daß eine klare Maxwell-Verteilung nicht mehr identifiziert werden kann.

In der endgültigen Datenausgabe wurden die aus der Steigung bestimmten Temperaturwerte um 5% verringert. Diese Korrektur berücksichtigt eine Rückkopplung auf das Satelliten-Potential, der durch die Veränderung der Gegenspannung am Eingangsgitter bewirkt wird.

1.2.3.2

Vergleiche mit anderen Satelliten betrafen bislang ESRO-4 für die A-Mission und TAIYO für die B-Mission. Im ersten Fall sind die vermutlich richtigeren AEROS-Werte beträchtlich niedriger als die von KÖHNLEIN und RAITT (1977) angegebenen.

Der Vergleich mit TAIYO-Daten ergab gute Übereinstimmung bei Nacht, bei Tag dagegen signifikante Differenzen bis zu einigen 100 K (SPENNER et al., 1979). Wir vermuten, daß sich hier der (bei der für TAIYO gewählten Auslegung von Bahn und Orientierung unvermeidliche) Einfluß direkter Sonneneinstrahlung ins Instrument bemerkbar macht.

1.2.3.3

Der entscheidende Vergleich von mit dem Experiment RPA gemessenen Elektronen-Temperaturen wurde aber von bodengebundenen Messungen mit der inkohärenten Streutechnik durchgeführt. Es gibt auf der Welt nur wenige Stationen, die diese Technik anwenden. Meist sind sie nur etwa zwei Tage pro Monat aktiv. Deshalb gibt es nur wenige Vergleichsmöglichkeiten, obwohl wir 'Kontakte' sehr großzügig mit in den Vergleich einbezogen haben.

Abb. 78 vergleicht die Temperaturmessungen bei den Überflügen von AEROS-A und AEROS-B. Mit Ausnahme eines Falles, bei dem bei großem Abstand augenscheinlich eine erhebliche Variation mit der Länge vorlag, ist der Vergleich sehr zufriedenstellend (SPENNER und RAWER, 1978).

Abgesehen von diesen aktuellen Vergleichen haben wir schließlich auch die gemittelten Meßwerte beider Techniken verglichen. Die in den ersten 100 Tagen der AEROS-A-Mission gemessenen Elektronen-Temperaturen wurden - gemittelt - in einem Rechenmodell funktional beschrieben

(siehe 2.3). Damit steht ein signifikanter Mittelwert zur Verfügung, für je 3 und 15 Uhr Ortszeit, nach geographischen und Höhen-Koordinaten geordnet (SPENNER und PLUGGE, 1978, 1979).

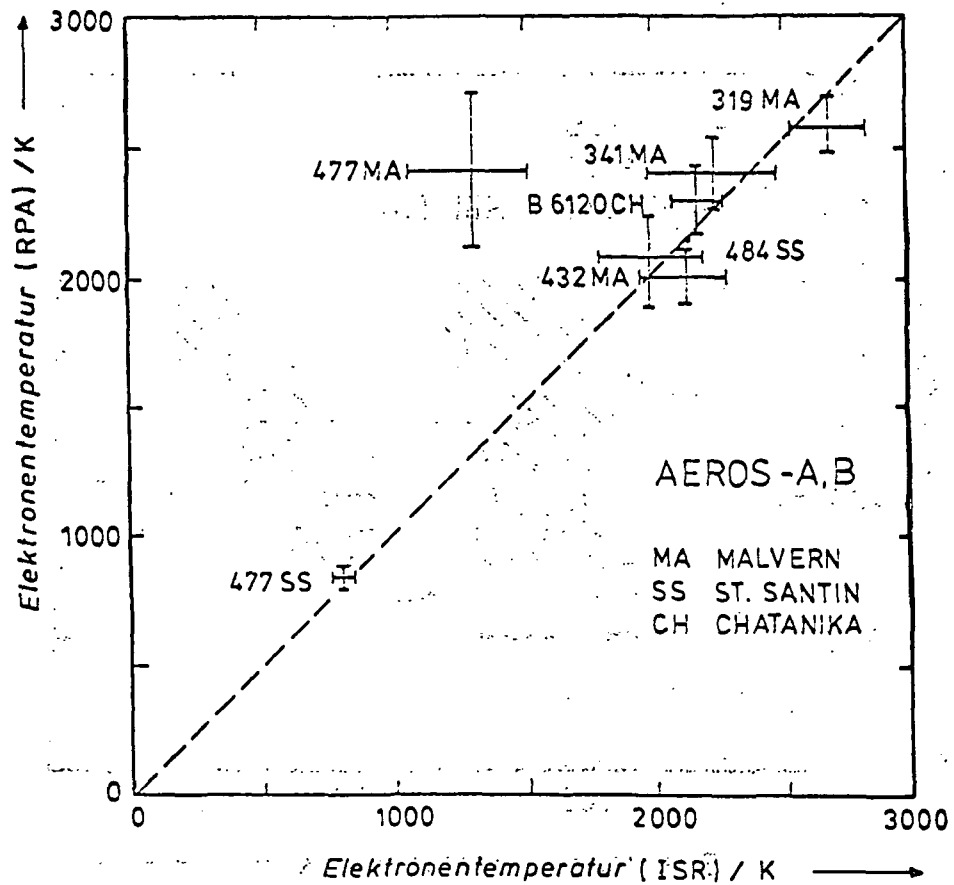


Abb. 78: Vergleich der Elektronen-Temperatur nach Messungen mit inkohärenter Streuung (3 Stationen) mit der des RPA. Der Datenpunkt B6120 wurde mit AEROS-B gewonnen, die übrigen beziehen sich auf AEROS-A.

Verglichen wurden die gemittelten, höhenabhängigen Meßwerte der inkohärenten Streustationen Millstone Hill (U.S.A.), Arecibo (Puerto Rico) und Jicamarca (Peru). In der Abb. 79 ist für Millstone Hill der Streubereich um den

Mittelwert eingezeichnet, während der Streubereich der AEROS-Messungen durch Schraffierung angegeben ist. Die Übereinstimmung dieser Bereiche ist für alle drei Stationen ausgezeichnet, was die Korrektheit unserer Meßtechnik der Elektronen-Temperatur beweist.

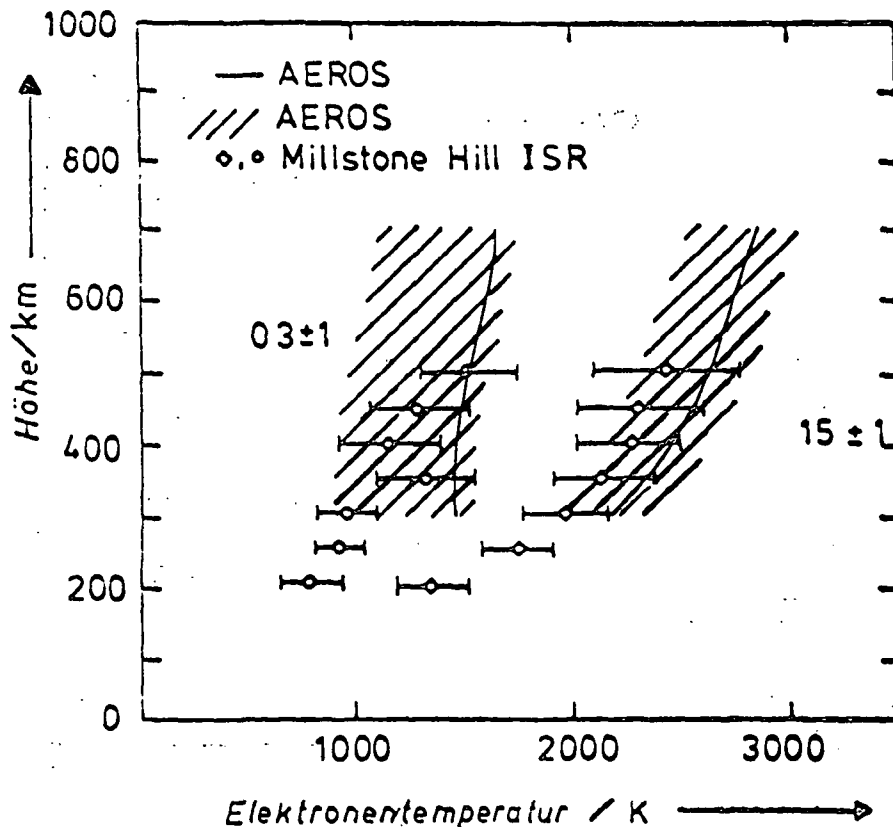


Abb. 79: Streubereiche zu den Profilen der Elektronen-Temperatur aus inkohärenter Streuung (je Mittelwert mit Streubereich) und nach den AEROS-A-Messungen (schraffiert), für zwei Ortszeiten (3 h und 15 h). Die eingetragene Kurve entspricht dem SPENNER-PLUGGE-Modell.

1.2.4

Die Ionen-Temperatur kann mit einem Gegenspannungs-Analysator nur dann bestimmt werden, wenn das Meßgerät

eine beträchtliche Geschwindigkeit gegen das Plasma hat. Entsprechend der Masse der einzelnen Ionensorten besitzen diese in einem bewegten System verschiedene Ramm-Energie. Im vorgegebenen Fall einer Fluggeschwindigkeit des Satelliten von ca. 8 km/s erscheinen im Bezugssystem des Satelliten die leichten Ionen H^+ und He^+ mit Energien unter 1 eV, O^+ bei ca. 4 eV, die schweren Ionen NO^+ und O_2^+ bei etwa 8 eV. Nun besitzen die Ionen auch eine der Ramm-Energie überlagerte thermische Energie, so daß sie im bewegten System eine verbreiterte Verteilungs-Funktion haben. Je höher die Temperatur, desto breiter wird diese. Verschiedene Ionensorten, die ohne Temperaturbewegung als Stufenfolge in der Gegenspannungs-Kurve erscheinen sollten, werden bei höherer Temperatur ineinander 'verschmiert'.

Der hier vorliegende planare Gegenspannungs-Analysator kann mit Hilfe des Gegenpotentials nur auf die Bewegungs-Komponente in Richtung der Sensorachse eine Bremskraft ausüben. Die Folge ist, daß die Ionen bei ungünstiger (schräger) Anströmung schlechter getrennt werden, insbesondere infolge der Rotation des Satelliten.

1.2.4.1

Wegen dieser Beschränkungen wird in der Routine-Auswertung die in 1.2.2.1 beschriebene optimierende Anpassung der Gegenspannungs-Kurve benutzt und die Temperatur aller Ionensorten als gleich angesetzt. Die Unterschiede sind auch im allgemeinen gering.

1.2.4.2

Neben dieser routinemäßig auf den gesamten Datensatz von AEROS-A und -B angewendeten Auswertemethode wurde für spezielle Untersuchungen (und in Fällen günstiger Anströmung) auch die differenzierende Auswertemethode (siehe

1.2.2.2) angewandt. Sie benutzt den Logarithmus der Ableitung der Stromspannungs-Charakteristik, wodurch die Verteilungsfunktion jeder einzelnen Ionensorte in guter Näherung als mehr oder weniger gut abgesetzte Parabel erscheint. Deren Scheitelhöhe ist ein Maß für die jeweilige Partialdichte, der Halbparameter der Parabel für die Temperatur (Abb. 74). Auf diese Weise ist unter günstigen Bedingungen eine Temperaturbestimmung getrennt für jede Ionensorte möglich. Eine ausgewählte Zahl von Auswertungen legt den Schluß nahe, daß die einzelnen Ionensorten nicht immer im thermodynamischen Gleichgewicht sind. Vielmehr scheinen die leichten Ionen eine erhöhte Temperatur gegenüber den schweren zu besitzen, was auch theoretisch einleuchtend ist (weil der Wärmekontakt mit der Elektronen-Komponente für leichte Ionen besser ist).

1.2.5

Suprathermische Elektronenflüsse werden im Experiment RPA in einem Elektronen-Mode bestimmt, in dem ein breiter Gegenspannungs-Bereich durchfahren wird (siehe Abb. 18a). In halblogarithmischer Darstellung schließt sich an den thermischen Bereich - in dem der Strom in den meisten Fällen um mindestens zwei Größenordnungen abfällt - nach höheren Spannungen zu ein Bereich mit wesentlich geringerer Abnahme an. Diese ist zwar nicht immer ganz regelmäßig, aber in den meisten Fällen kann die beobachtete (halb-logarithmische) Gegenspannungskurve in einem Bereich von etwa 5 V durch eine zweite Gerade annehmbar approximiert werden.

Aus den beobachteten Strömen können mithilfe der DRUVESTEYN-Beziehung Elektronenflüsse bei der betreffenden Energie berechnet werden, unter der Annahme, daß der Fluß isotrop ist (SPENNER und WOLF, 1976). In Fällen, wo diese Voraussetzung offensichtlich nicht erfüllt

war, wurden Flüsse nicht berechnet. Bei höherer Gegen-
spannung konnten in der in AEROS-A benutzten Ausführung
des RPA positive Ionen durch diese Spannung soweit
beschleunigt werden, daß sie Sekundär-Elektronen im
Sensor erzeugten. Deshalb beschränkte sich die Auswertung
hier auf kleinere Gegenspannungen. Hier wird in der
Routine-Auswertung lediglich der Gesamtfluß bei 5 V ange-
geben. Bei AEROS-B dagegen wurden in der Regel die
differentiellen Flüsse bei 4, 8, 10, 12 und 24 V ausge-
wertet, außerdem der Gesamtfluß bei 8 V Gegenspannung.

4.3. 2 Globale Ergebnisse

Es war eines der Ziele der AEROS-Missionen, globale
Modelle für die gemessenen Parameter zu erstellen. Solche
sind zunächst geophysikalisch als beschreibende Modelle
von erheblichem Interesse, auch für verschiedene Anwen-
dungen. Ein wichtiger 'Kunde' war hier die Internationale
Referenz Ionosphäre IRI (RAWER et al., 1978c), in die
AEROS-Daten für verschiedene Plasma-Parameter eingeflos-
sen sind. Dieses unter Leitung eines internationalen
Steering Committee erarbeitete Modell wurde im Spätherbst
1978 von der Union Radioscientifique Internationale
(U.R.S.I.) veröffentlicht.

Auf der anderen Seite sind solche empirischen Modelle
auch für die aeronomische Theorie von Interesse. Können
sie doch dazu dienen, typische Profile aufzustellen, an
denen solche Theorien geprüft werden können. Mit AEROS
wurde ja die Sonneneinstrahlung im extremen Ultraviolett
quantitativ und erstmals absolut gemessen. Es kann damit
aus gemessenen Spektren die Plasma-Produktion errechnet
werden (siehe 5.1). Dieses Ergebnis kann dann mit den
gemessenen Plasma-Parametern verglichen werden, um

daraus auf die Zwischenprozesse (Umladung, Rekombination, Transport) zu schließen. Das ist eines der wichtigen Ziele der integrierten Auswertung bei AEROS.

4.3. 2.1 Plasma-Dichte

Die Plasmadichte unterliegt besonders großen Variationen nach Zeit, Ort und Höhe. Sie ist für verschiedene Anwendungen von großer Bedeutung und wird deshalb schon seit Jahrzehnten mit bodengebundenen Ionosonden regelmäßig an vielen Stationen gemessen. Die Auswertung der Ionogramme gibt unmittelbar die Plasmadichte im Gipfel der Ionosphäre (Maximum der Ionisation), mittelbar die dazugehörige Höhe und das Profil der Unterseite der Ionosphäre. Die zu den letztgenannten Angaben erforderliche spezielle Berechnung wird in der Praxis nur vereinzelt ausgeführt. Die Oberseite der Ionosphäre ist allerdings nur mit Lotungen von Satelliten aus zu erfassen. In situ-Messungen können wichtige Ergänzungen zu dieser Datenbasis liefern. Besonders interessiert einerseits das Profil der Oberseite und seine Variationen, andererseits die Gipfeldata über den Bereichen des Globus, die nicht mit Stationen abgedeckt sind, also vor allem über den Ozeanen und allgemein auf der Südhalbkugel. Andererseits liegen von den bodengebundenen Ionosonden-Stationen so viele Daten über lange Jahre vor, daß wir glauben, besser von einer seit geraumer Zeit vorliegenden Kompilation der Gipfeldata ausgehen zu sollen und unsere Meßwerte dann zur Ergänzung und Verbesserung dieser Darstellung zu verwenden.

2.1.1

Die globale Verteilung der Elektronendichte in der Höhe der F2-Schicht wird als Funktion von Breite, Länge, Tages- und Jahreszeit und solarer Aktivität durch das

CCIR (1969) Modell beschrieben. Aufgrund der ungleichmäßigen Verteilung der Ionosonden-Stationen existierten Datenlücken, die durch spezielle Interpolations-Verfahren geschlossen wurden. Die ozeanischen Gebiete sind dabei besonders schlecht abgedeckt. Durch Satelliten-Meßdaten lassen sich solche Lücken füllen. Darüberhinaus kann mit Einzelwerten stichprobenhaft und mit größeren Datenmengen großräumig das Modell geprüft und ergänzend verbessert werden.

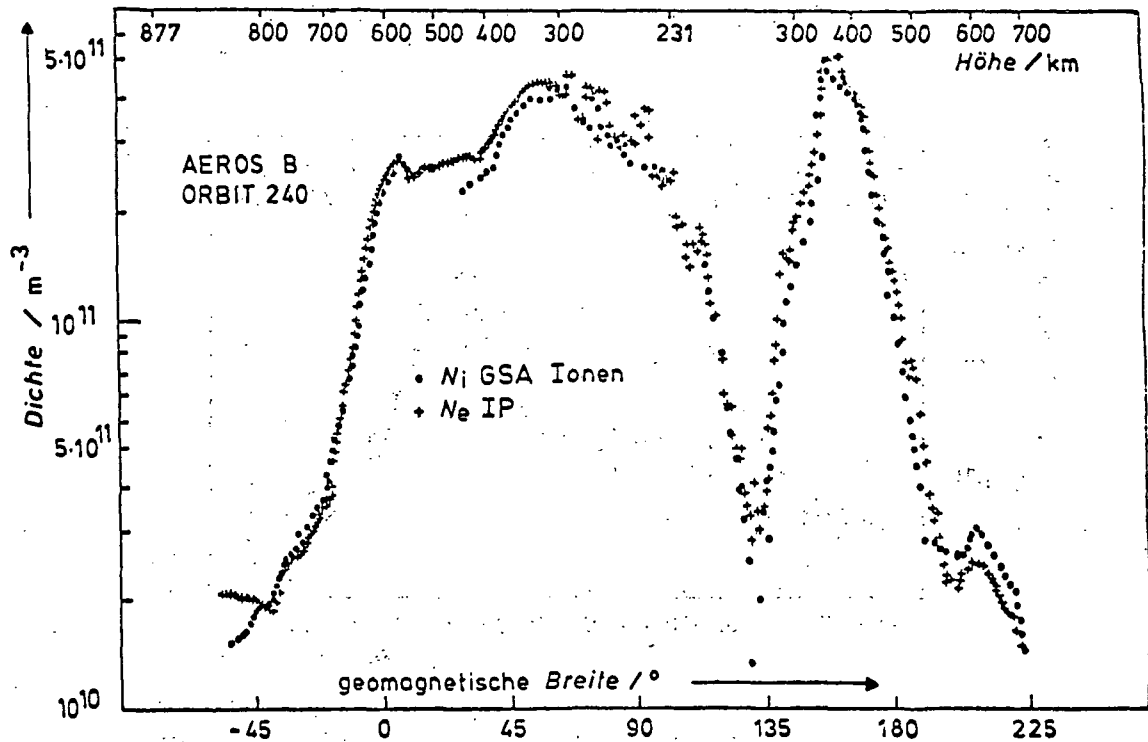


Abb. 80: Verlauf der Elektronendichte über Orbit 240 der B-Mission: Elektronendichte nach Experiment IP; Punkte: Ionendichte nach Experiment RPA. Der Orbit beginnt bei südlicher Breite mit dem Sonnenaufgang am Satelliten, in Apogäumsnähe. Mit abnehmender Höhe (obere Abszisse) steigt die Dichte bis zum Durchstoß durch den Schichtgipfel in etwa 300 km Höhe. Mit weiter abnehmender Höhe nimmt die Dichte ab zu einem scharfen Minimum in Perigäumsnähe, nun schon auf der Nachtseite. Darauf folgt mit ansteigender Bahn der zweite Durchstoß durch den Gipfel, der nun bei rund 400 km liegt.

"Page missing from available version"

pg 180

des Glied haben wir nun modellmäßige Höhenprofile der Elektronendichte eingeführt. Solche liegen vor von BENT und LLEWELLYN (1970) und neuerdings in der 'Internationalen Referenz Ionosphäre' IRI (RAWER et al., 1978c). Nach Höhen-Reduktion der Satelliten-Meßdaten konnten Vergleiche mit dem Modell hinsichtlich Breiten- und Längen-Abhängigkeit durchgeführt werden, vorzugsweise mit monatlichen Medianwerten. Als Beispiel sind in Abb. 81 die gemessenen und die berechneten Dichtewerte (Mediane für den Monat August 1974) über den Breitenbereich -60° bis $+60^{\circ}$, ausgedrückt in der Modip-Koordinate, für alle Längen und für Nacht und Tag gegenübergestellt. 'Modip' μ ist eine von RAWER (1963) eingeführte Breiten-Koordinate, die geographische Breite ϕ und magnetische Inklination ψ - Dip genannt - kombiniert durch die Definition

$$\tan \mu = \psi / \sqrt{\cos \phi}$$

2.1.2

Die Längenabhängigkeit ist zwar im Modell enthalten, wird aber offenbar in der von CCIR gewählten Darstellung in Weltzeit zugunsten der ortsabhängigen Variation der Zeit nicht ausreichend berücksichtigt. Da AEROS-B bei zwei festen Ortszeiten mißt, läßt sich eine Trennung von Längen- und Ortszeitabhängigkeit durchführen. Für August 1974 wurde für die beiden Breitenbereiche Modip $+60^{\circ}$ und -60° der Längeneffekt untersucht. In Abb. 82 ist der gemessene Längeneffekt deutlich stärker als der modellmäßige, mit Extremwerten bei etwa 60° , 180° und 270° Länge. Dies steht in guter Übereinstimmung mit der nach KOHL und KING (1967) berechneten vertikalen Komponente V_z der Triftgeschwindigkeit. Minima der berechneten vertikalen Triftgeschwindigkeit und Dichtemaxima stimmen gut

überein und bestätigen den doch erheblichen Längeneffekt. Der für Orte unterschiedlicher magnetischer Deklination nach EYFRIG (1963) bestehende Dichteunterschied ist für die Ortszeit von 16,4 h in Einklang mit der Theorie deutlich ausgeprägt bei den AEROS-Messungen, wohingegen das Modell des CCIR keinen derartigen Zusammenhang enthält (vgl. Abb. 83).

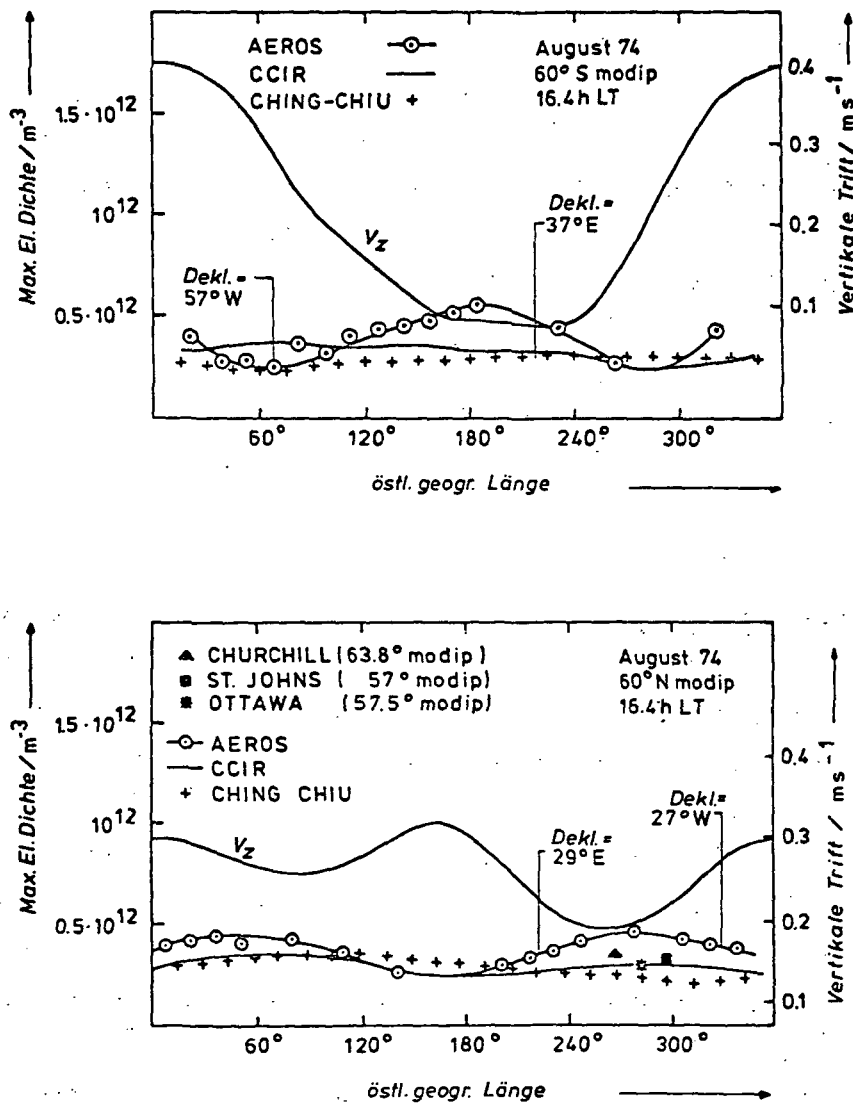


Abb. 82: Längeneffekte der Plasmadichte am Nachmittag. Die oberste Kurve (mit der Ordinaten-Skala auf der rechten Seite) gibt die theoretische berechnete Vertikal-Geschwindigkeit. Oben: bei Modip 60° S; unten: bei Modip 60° N.

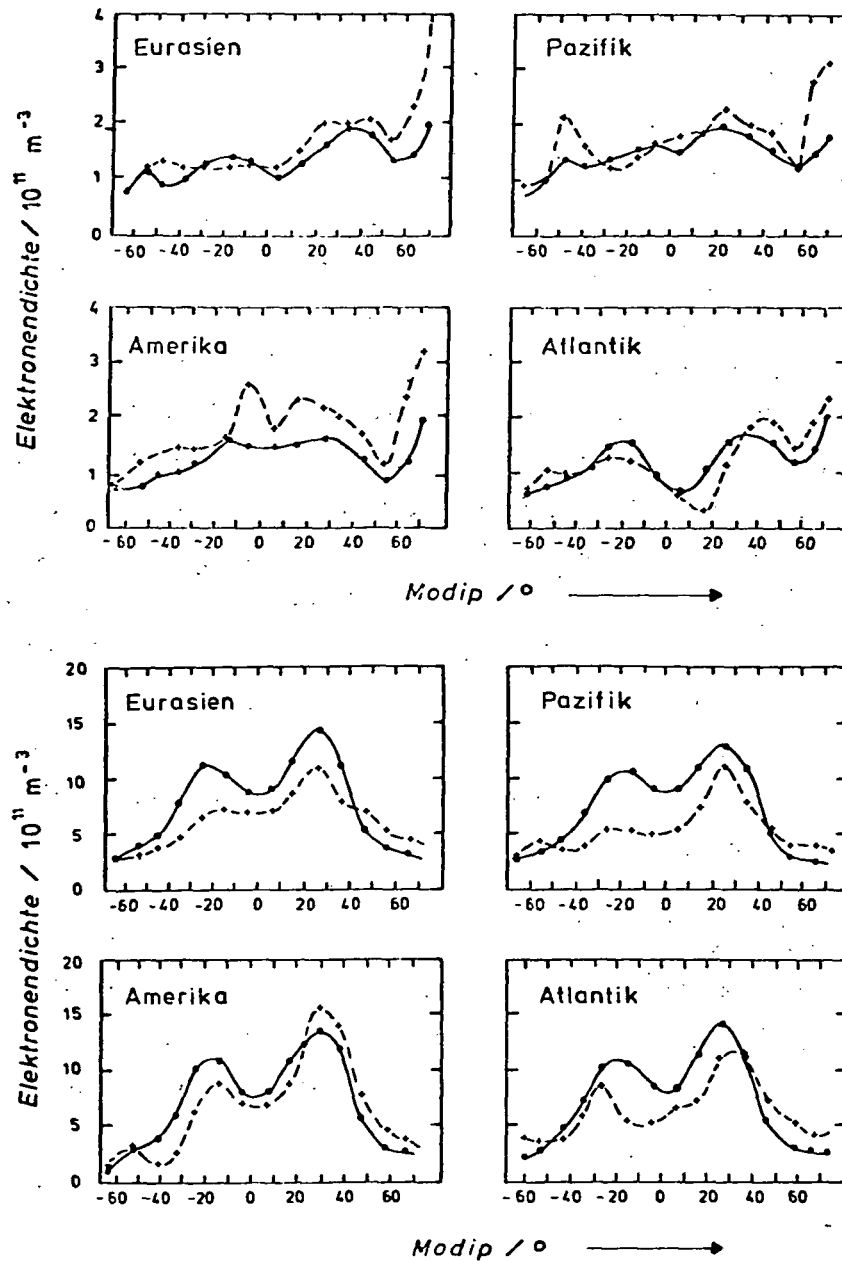


Abb. 83: Modip-Breitenschnitte der Gipfel-Elektronendichte für vier Längenbereiche: Eurasien, Pazifik, Amerika, Atlantik, im August 1974. Oben: Ortszeit 02.30...04.30 h; unten: Ortszeit 14.50...16.10 h. Ausgezogen: CCIR-Modell. Gestrichelt: AEROS-Daten auf Gipfelhöhe CCIR umgerechnet.

Ein anderer Versuch, den Längeneffekt nachzuweisen, benutzt die Längenverschiebung der Bahn von Orbit zu Orbit. Vergleicht man so Messungen jeweils im gleichen Modip-Bereich, so erkennt man, ob auch bei Benutzung dieser Koordinate noch eine systematische Abhängigkeit der Elektronendichte besteht. (Die Höhenabhängigkeit geht hier leider noch ein, weil nur in geographischer Breite die Höhe eine feste Funktion der Breite ist.) Die längenabhängigen Variationen der gemittelten Elektronendichte, je in einem Modip-Intervall von 10° (bei jeweils fester, durch die Bahn gegebener Ortszeit), wurden versuchsweise durch eine Sinus-Funktion der Länge dargestellt; Längen-Phase und Amplitude wurden Tag für Tag bestimmt. Die Analyse wurde für etwa 100 Tage zu Beginn der A-Mission ausgeführt (Abb. 84). Die Längenphase hat die Tendenz, in Gruppen von 10 bis 20 Tagen jeweils konstant zu bleiben. In mittleren (Modip-) Breiten treten auf der Südhalbkugel bevorzugt Phasenlagen zwischen 0 und 90° auf, auf der Nordhalbkugel dagegen zwischen 180 und 220° . Die Amplitude des Effekts ist (bei Tag) ziemlich beträchtlich, etwa 10^{11} m^{-3} , in mittleren nördlichen Breiten aber etwas geringer. Wird die Analyse in geographischer Breite ausgeführt, so sind die Amplituden eher größer. Dann wird zwar bei fester Höhe gemessen, dafür hat man den vollen Effekt der Magnetfeld-Geometrie.

Für eine weitere Untersuchung der Längenabhängigkeit der Dichte muß - über die AEROS-Meßdaten hinaus, die in der AEROS-B-Mission keine vollständige Längenüberdeckung gestatten - eine breitere Basis an Satelliten-Meßdaten herangezogen werden.

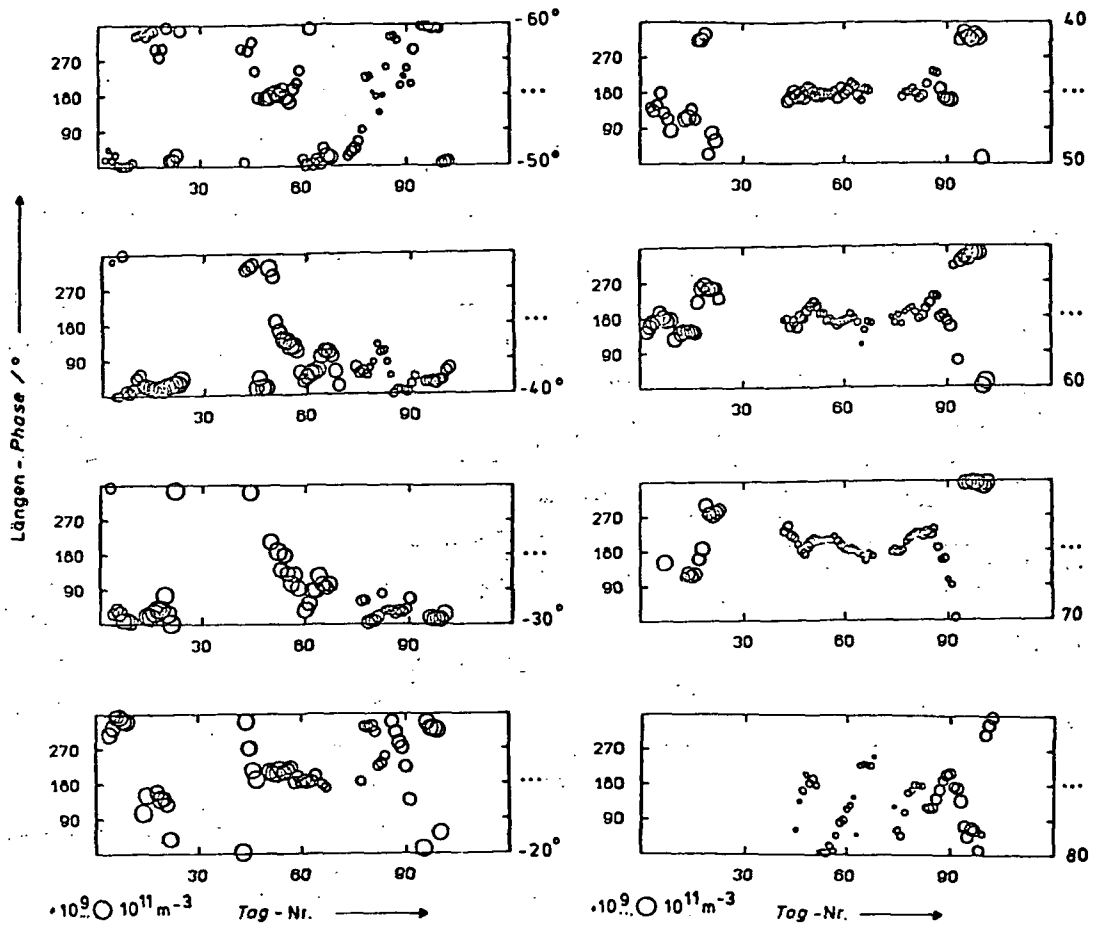


Abb. 84: Längeneffekt der Elektronendichte Tag für Tag als Sinus-Verlauf dargestellt mit Phase (Ordinate) und Amplitude (Größe des Symbols). 100 erste Tage der A-Mission, 8 Modip-Intervalle.

2.1.3

Eine Zusammenfassung der Ergebnisse des bisherigen Vergleichs zwischen Meß- und Modell-Daten (NOOR SHEIKH, 1978) ist in Abb. 85 gegeben. Sie umfaßt den gesamten Längen- und den Breiten-Bereich (Modip) $\pm 60^\circ$. Die für August 1974 gefundenen Abweichungen der mittleren kritischen Frequenz der F2-Schicht sind gekennzeichnet, soweit sie 0,5 MHz überschreiten. Markante Abweichungen treten danach im Längenbereich des Pazifik und in den Breitenbereichen der Äquatoranomalie auf. Speziell in diesen

Bereichen erscheint eine Verbesserung des CCIR-Modells angezeigt.

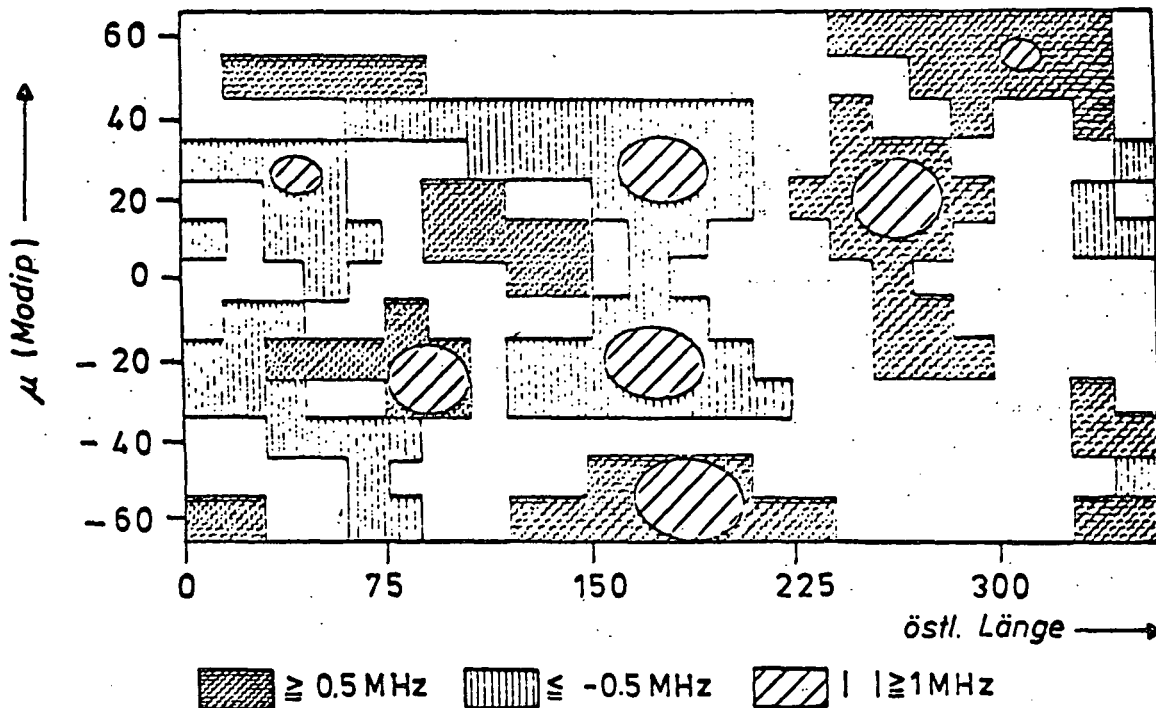


Abb. 85: Weltkarte (Modip gegen Länge) mit Markierung der Bereiche, in denen größere Abweichungen vom CCIR-Modell festgestellt wurden (August 1974).

Zusammenfassend endete der Vergleich mit den folgenden Feststellungen (NOOR SHEIKH et al., 1978):

- (1) Im großen und ganzen besteht gute Übereinstimmung. Insbesondere ist die Position der Äquator-Anomalie und der "Tröge" mittlerer Breite im CCIR-Modell im allgemeinen richtig wiedergegeben.
- (2) Das gilt jedoch nicht für die Form dieser Anomalien: Die Gradienten nach der Breite sind im Modell zu stark verschliffen, sie sind in Wirklichkeit größer.

- (3) Der Längen-Effekt wird im Modell viel zu gering angegeben. Das hängt einerseits mit der ungleichmäßigen Stationsverteilung zusammen, andererseits mit der Benutzung der Weltzeit (UT) im Modell.

2.1.4

Unser Ziel, eine Verbesserung der CCIR-Karten zu erreichen, erfordert eine etwas genauere Betrachtung des in diesem Modell benutzten Algorithmus. Dieser besteht aus einer Kombination von tagzeitlicher Fourier- und weltweiter Legendre-Entwicklung, wobei in der endgültigen Darstellung als Zeit-Koordinate Weltzeit (UT) benutzt wird. NOOR SHEIKH (1978) hat nun kürzlich darauf hingewiesen, daß die Darstellung in Weltzeit den Nachteil hat, die Tagesvariation mit dem echten Längeneffekt zu vermischen. Die Längenabhängigkeit des Algorithmus ist dadurch überwiegend vom Tagesgang bestimmt. Wenn dagegen nach Ortszeit dargestellt würde, wären die Längenabhängigkeiten echt, d.h. sie würden dann die Bedingungen zu fester Ortszeit vergleichen. Deshalb hat er den Algorithmus des CCIR umgeschrieben auf Ortszeit und für jeweils feste Ortszeit nach dem weltweiten Algorithmus entwickelt (d.h. nach Modip, Breite und Länge, wobei die führende Koordinate Modip ist). Der entsprechende Koeffizientensatz wurde dann einerseits aus der CCIR-Darstellung berechnet und andererseits aus den nach Längen- und Breiten-Einteilung gemittelten AEROS-Meßwerten, die aber auf die Gipfelhöhe reduziert wurden (vergl. 2.1.1). Die beiden Koeffizientensätze können dann gliedweise miteinander verglichen werden.

2.1.5

Für das Profil der Oberseite gibt es ein von BENT und LLEWELLYN (1970) aus Satelliten-Ionogrammen abgeleitetes Modell. Es benutzt eine nur stückweise differenzierbare

Darstellung in vier Schichten, deren Parameter nach geographischer Lage unstetig gewählt wurden (RAWER et al., 1978a). Für die Internationale Referenz Ionosphäre (RAWER et al., 1978c) wurde eine völlig stetige Darstellung eingeführt. Wir haben das BENT'sche Modell mit in-situ-Messungen des Experiments IP verglichen (NOOR SHEIKH, 1978) und finden im allgemeinen gute Übereinstimmung (siehe Abb. 86). Eine genauere Prüfung des IRI-Modells mit einer Vielzahl von IP-Daten steht noch aus.

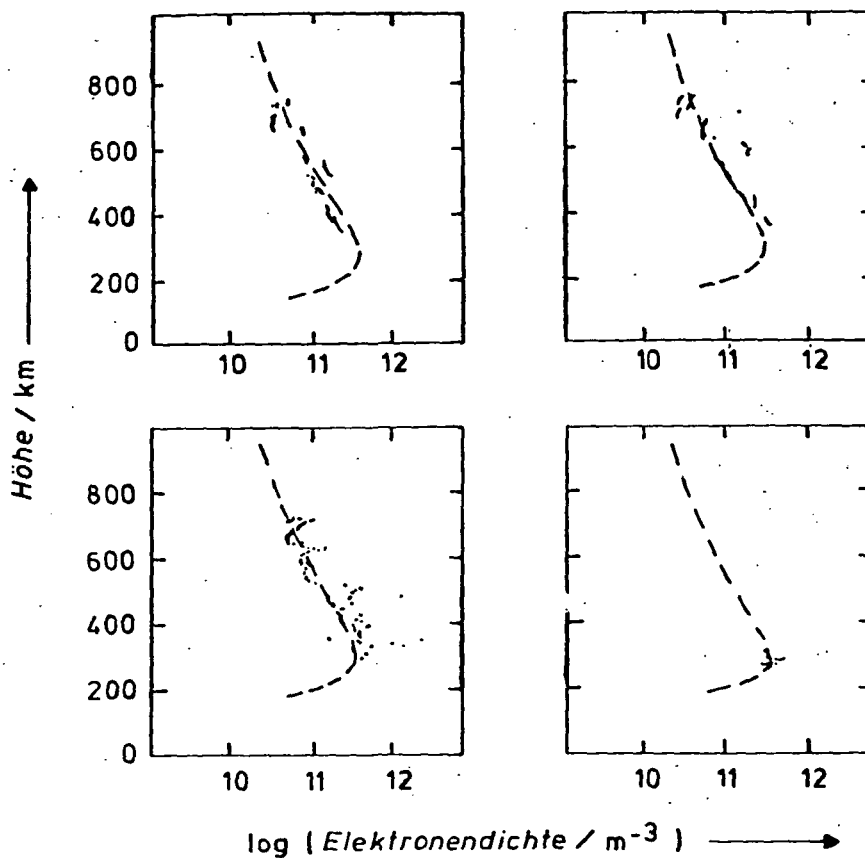


Abb. 86: BENT'sche Elektronendichte-Profile (Monatsmittel) und Meßwerte des Instruments IP auf AEROS-B für einzelne Passagen verschiedener Höhe.

2.1.6

Die Gipfelhöhe der Ionosphäre wird im CCIR-Programm nicht direkt gegeben, wohl aber ein eng damit zusammenhängender Ausbreitungs-Parameter, M3000(F2) genannt. Zwischen diesem M-Wert und der Gipfelhöhe hmF2 wurden seit 1955 immer wieder empirische Relationen aufgestellt, wobei der empirische Eingang im allgemeinen von Profil-Berechnungen aus Ionogrammen herkam. Es hat sich gezeigt, daß eine ein-eindeutige Relation nicht ausreicht, daß vielmehr noch der Einfluß der tieferen Schichten berücksichtigt werden muß durch Einführung der Verhältnisse der Gipfeldichten in der F2- und der E-Schicht (BRADLEY und DUDENEY, 1973). Erst neuerdings hat BILITZA (unveröffentlicht), in Kenntnis der Unsicherheit extrapolierender Berechnungen, unzweifelhafte Höhenbestimmungen einerseits von den inkohärenten Streustationen, andererseits aus geeigneten Messungen des Experiments IP zum Vergleich herangezogen. Die letzteren stützen sich auf Fälle, wo die Satellitenbahn den Höhenbereich des Gipfels durchquerte. Diese Bedingung tritt bei elliptischer Bahn nur zweimal pro Orbit ein, die entsprechenden Punkte liegen bei nur langsam veränderlicher Breite fest, lassen jedoch je nach geographischer Länge eine gewisse Variation des Modip zu.

Bis vor kurzem wurde die Formel von BRADLEY und DUDENEY (1973) mit der Verbesserung bezüglich der Sonnenaktivität von EYFRIG (1973) als beste angesehen (vergl. Abb. 87). Der Vergleich, u.a. mit Fällen, wo AEROS das Gipfelniveau durchstieß, haben aber gezeigt, daß noch eine weitere Abänderung der Formel nötig ist, die ebenfalls von der Sonnenaktivität abhängt (BILITZA et al., 1979). Die so verbesserte Formel ist schließlich in IRI 1978 (RAWER et al., 1978c) eingegangen.

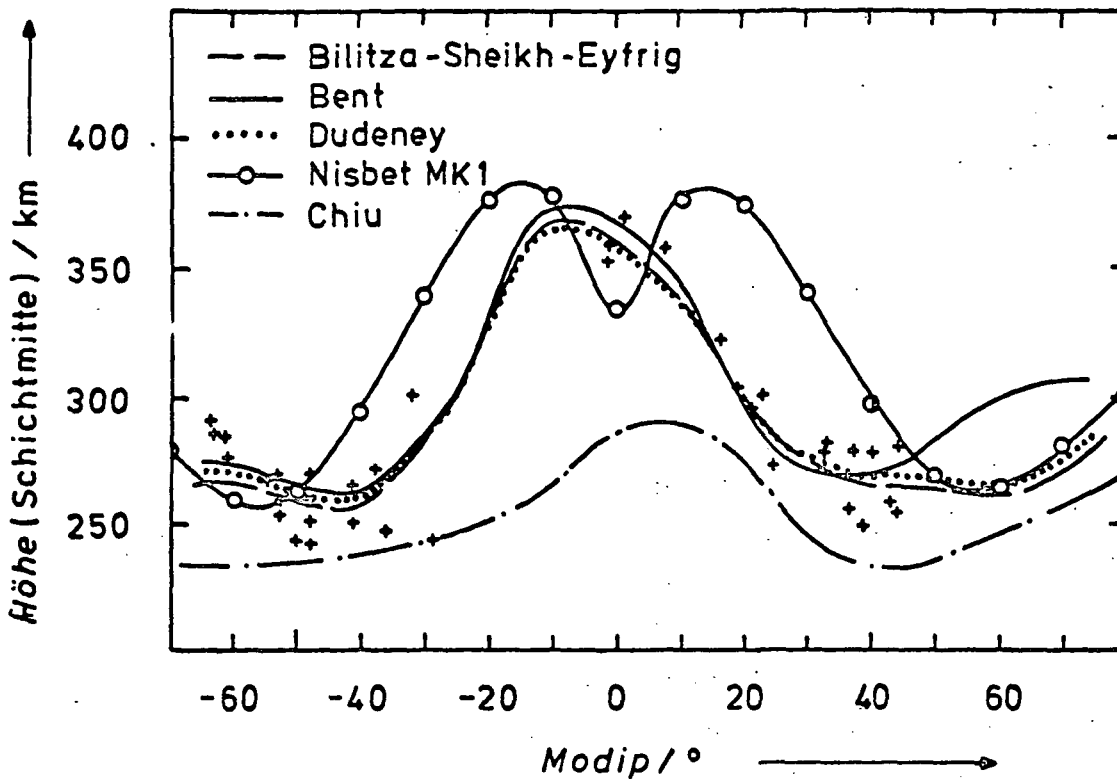


Abb. 87: Gipfelhöhe der Ionosphäre nach verschiedenen Formeln aus den M3000-Werten der CCIR-Karte errechnet. Die Kreuze geben zum Vergleich die mit Gipfelpassagen von AEROS-B im gleichen Monat bestimmten Werte.

4.3. 2.2 Ionen-Komposition

Die Zusammensetzung der positiven Ionen konnte doppelt bestimmt werden: grob mit dem Experiment RPA, fein - aber nur relativ - mit dem Experiment NIMS, beide im Ionenmode. Die Auswertungen aus NIMS erfordern wegen der Winkel-Abhängigkeit erheblichen Rechenaufwand und beschränken sich bislang auf ausgewählte Gelegenheiten. Eine globale Darstellung ist dagegen mit den Ergebnissen des RPA erzielbar. Da die Routinebearbeitung, ebenfalls bei erheblichem Rechenaufwand, erst 1978 abgeschlossen wurde, konnte bislang eine umfassende Analyse noch nicht erstellt werden. Die bisher mitgeteilten Ergebnisse fußen noch auf begrenzten Datenmengen (DUMBS et al., 1978, 1979).

2.2.1

Die Grob-Zusammensetzung wird in drei Klassen gegeben: Molekül-Ionen (Massen 28 bis 32, Mittel 31), Atom-Ionen (Massen 14 und 16, Mittel 16) und leichte Ionen (Massen 1 und 4). Viele Autoren geben Ionen-Dichten als Absolutwerte an. Das ist für den Gebrauch der Daten meist unzuweckmäßig, weil die Plasmadichte ein stark variabler Parameter ist. Deshalb geben wir immer die relative Ionen-Dichte in Bevölkerungs-Prozenten an. Dieselbe Angabe wird auch in der 'Internationalen Referenz Ionosphäre' benutzt.

Im unteren Höhenbereich von AEROS gibt es molekulare Ionen sowie O^+ , im oberen Höhenbereich dagegen erscheinen schon die leichten Ionen, besonders nachts. Deshalb kann - im Höhenbereich, der AEROS zugänglich war - der relative Anteil der O^+ -Ionen als ausreichende Beschreibung für die grobe Ionen-Zusammensetzung gewählt werden. Dieses Ion erreicht in einem mittleren Höhenbereich fast 100%, darunter sind der Rest Molekül-Ionen, darüber aber H^+ und He^+ . Die massenspektrometrischen Messungen von NIMS zeigen, daß im allgemeinen H^+ das überwiegende der beiden Ionen ist. Abb. 88 gibt Ergebnisse eines Orbits im August 1974. Zu Beginn, nahe beim Apogäum, erreicht der O^+ -Anteil (M16) einen Minimalwert von 20%. Da gleichzeitig die Molekül-Ionen vernachlässigbar sind, ist die ganze Differenz den leichten Ionen zuzuschreiben. Anschließend steigt der M16-Anteil mit abnehmender Höhe, erreicht bei 500 km Höhe fast 100% und bleibt dort bis 300 km. Unterhalb steigt dann der M31-Anteil, der seinen Größtwert von rund 50% nahe dem Perigäum (231 km Höhe) erreicht. Auf der anschließenden Nachtseite erreicht M16 schon bei 250 km Höhe fast 100%. Die leichten Ionen treten schon oberhalb von 300 km auf, und in diesem Fall kommen sie schon bei 600 km auf 100%.

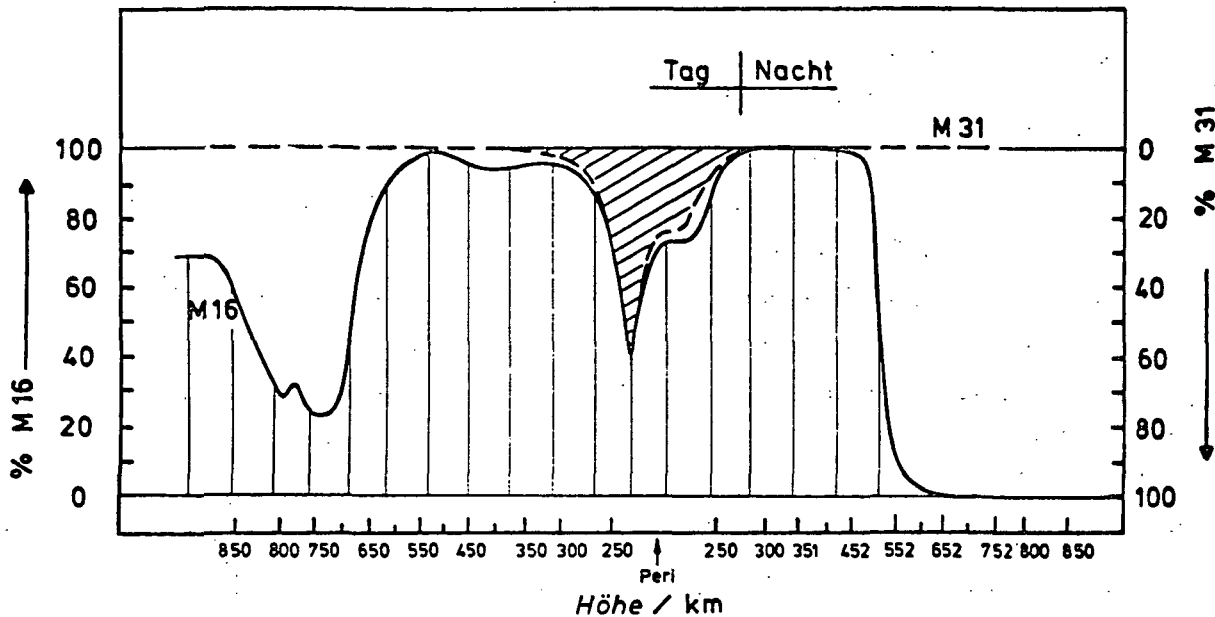


Abb. 88: Ionen-Grob-Zusammensetzung. Orbit 249, Tag 214 (1974), AEROS-B. Ausgezogen: Atom-Ionen-M16-Anteil (linke Skala, nach oben); gestrichelt: Molekül-Ionen-M31-Anteil (rechte Skala, nach unten). Die leichten Ionen sind durch die Differenz beider gegeben (rechte Skala, nach unten).

2.2.2

Die Statistik der Zusammensetzung wurde mit einer Feldeinteilung (Modip 10^0 , Höhe 10 km) erstellt. Die Ergebnisse der Bandmission August 1974 sind (teilweise) in Abb. 89 wiedergegeben. Bei Tag wird die Übergangshöhe zu den leichten Ionen (50% M16) nicht immer erreicht, wohl aber bei Nacht, wo demnach die 'reine' O^+ -Schicht tiefer liegt. Die Breitenabhängigkeit äußert sich vor allem durch eine Zunahme der Streuung bei hohen Breiten. Dort gibt es dann in allen Höhenbereichen außer O^+ noch einen gewissen Prozentsatz anderer Ionen, der aber klein bleibt. Wegen der langsamen Änderung der Bahnparameter stammen in jedem Feld die Werte von verschiedenen Höhen aus etwas verschiedenen Zeiten. Bei gegebenem Breitenbereich werden nicht alle Höhen erreicht.

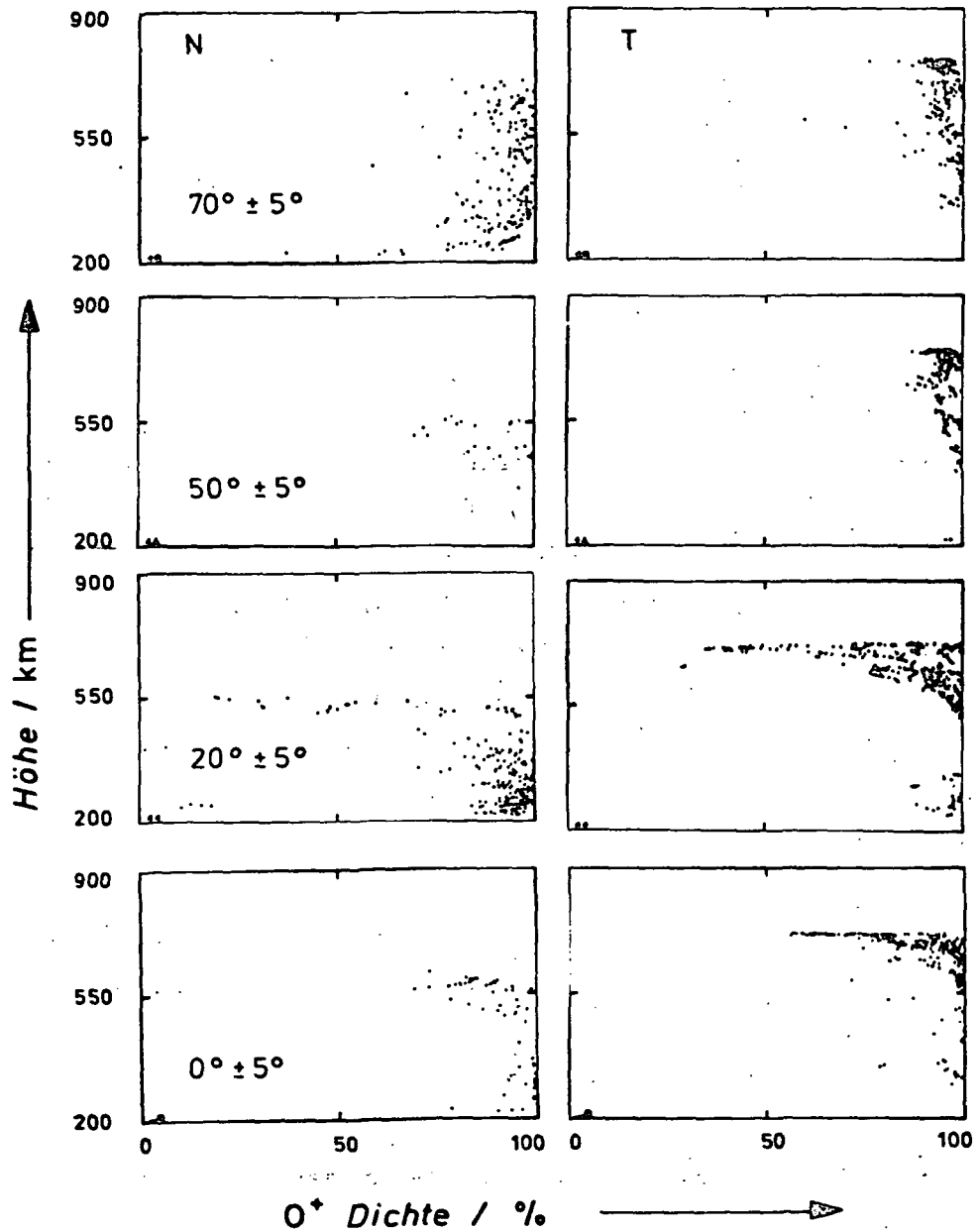


Abb. 89: Statistik der Ionen-Grob-Zusammensetzung gegeben durch den Prozent-Anteil von O^+ (M 16), abhängig von der Höhe, für ausgewählte Breiten-Bereiche (geomagnetisch). Links: Nacht (04.30 h), rechts: Tag (16.30 h).

Wir beabsichtigen, durch Hereinnahme von Daten aus vielen Monaten diese Begrenzung zu eliminieren. Allerdings gehen wir damit ein Risiko ein, sofern ein größerer jahreszeitlicher Effekt vorliegt. In der unteren Ionosphäre

existiert ein derartiger Effekt, wie die Raketen-Daten zeigen, die von DANILOV und SEMENOV (1977) zusammengefaßt wurden. Es steht aber zu hoffen, daß er bei größeren Höhen klein ist.

2.2.3

Die ersten verfügbaren Ergebnisse wurden von RAWER et al. (1978c) für die 'Internationale Referenz Ionosphäre' IRI-78 benutzt, um den Anschluß an die eben erwähnten Raketen-Ergebnisse zu erhalten. Die letzteren beruhen auf verhältnismäßig wenigen Aufstiegen, die zumal noch bei nördlichen mittleren Breiten gehäuft sind. Deshalb ist die in IRI-78 gegebene formelmäßige Darstellung als sehr vorläufig anzusehen. Nach vollständiger, statistischer Auswertung werden die AEROS-A-Ergebnisse wohl für eine weltweite Darstellung (vergl. 2.3.2) geeignet sein. Wegen der fehlenden globalen Abdeckung sind die Ergebnisse der B-Mission für die gleiche Auswerte-Prozedur sicher nicht geeignet. Sie werden aber als Vergleichswerte geeignet sein, um festzustellen, inwieweit eine langfristige Änderung von 1973 bis 1975 auftrat.

2.2.4

Von NIMS sind (vergl. 1.1.5) nur Teile des Datenmaterials auf Partial-Ionendichten ausgewertet. Die Abbn. 90 zeigen als Beispiele für zwei Erdumläufe die Ionendichte am Satelliten auf der Tagseite. Die von der Impedanzsonde gemessenen Elektronendichten sind in beiden Abbildungen, die aus den RPA-Daten abgeleiteten Dichten der leichten Ionen (H^+ und He^+) nur in einem Fall zum Vergleich mit gezeigt. Absolute Partialdichten wurden unter Verwendung eines von der thermischen Bewegung der Ionen kontrollierten Ionen-Sammelmodells (RÜHLE, 1976) unter Eingabe der vom RPA gemessenen Ionen-Temperaturen aus den Massenspektrometer-Ionenmessungen berechnet. In Höhen unterhalb

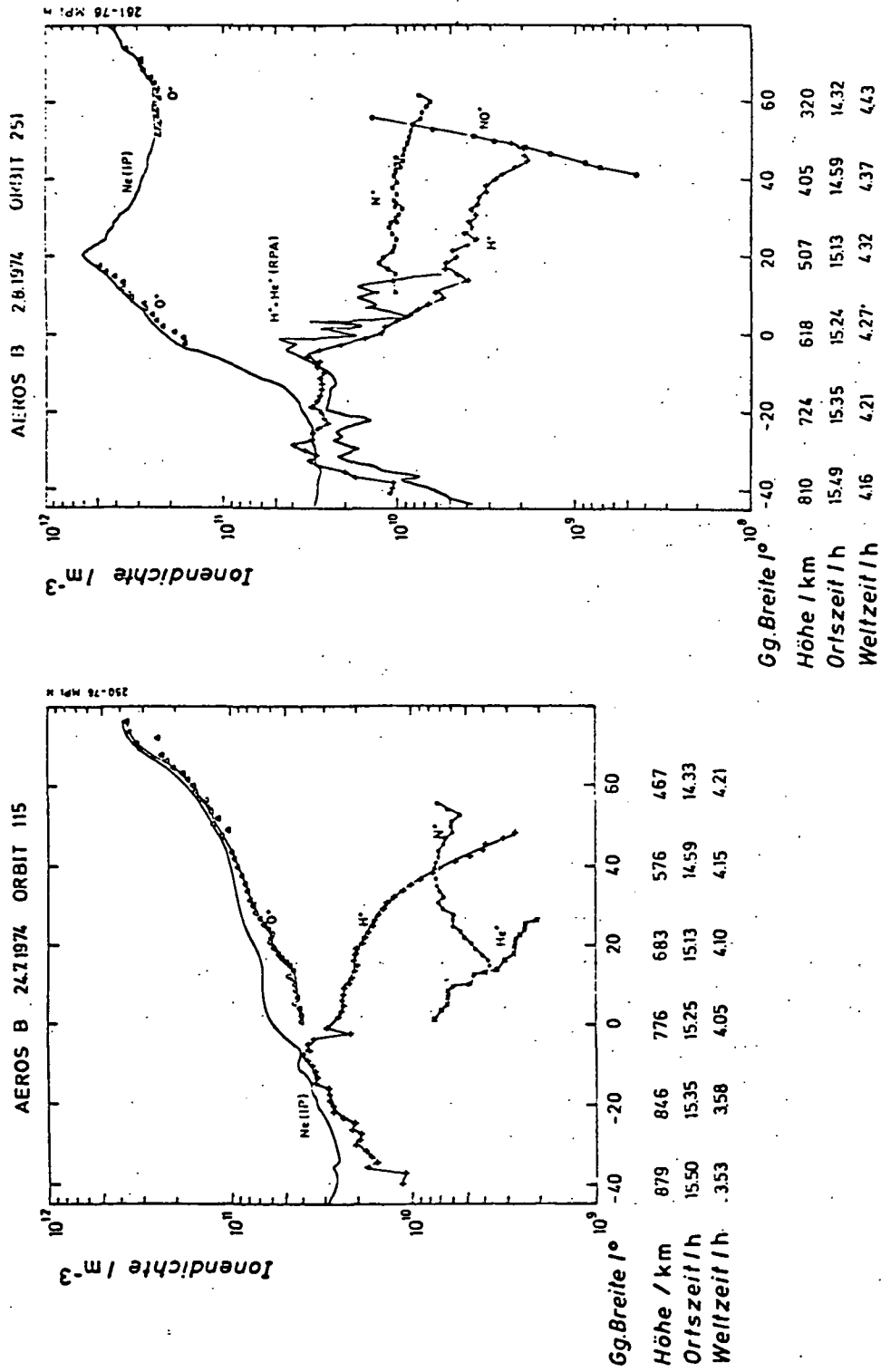


Abb. 90: Von NIMS bestimmte Partial-Ionendichten für NO^+ , O^+ , N^+ , He^+ , H^+ entlang der Satellitenbahn, auf der Tagseite (zwei Beispiele).

600 km überwiegt (bei Tag) das O^+ -Ion so sehr, daß seine Absolutdichte praktisch gleich der Gesamt-Ionendichte ist. Deshalb beschreibt die O^+ -Kurve im wesentlichen die Variation der Plasmadichte entlang dem Orbit. Je nach der Situation im Äquator-Gebiet wird ein Maximum nur einmal kurz vor dem Perigäum (bei höher nördlicher Breite) erreicht (Abb. 90a) oder auch ein zweites Mal im Bereich der 'äquatorialen Fontäne', wie in Abb. 90b.

Aus dieser Abbildung sieht man, das es sich bei den leichten Ionen, die vom RPA nicht getrennt werden können, zumindest in diesem Fall hauptsächlich um H^+ handelt. Da die leichten Ionen nur in großer Höhe stark vertreten sind, steigt auch die absolute H^+ -Dichte zunächst mit der Höhe an, um etwa bei 700 km ein Maximum zu erreichen, das auch als ' H^+ -Trog' bekannt ist. Entsprechendes gilt für He^+ . Dagegen steigt der relative Anteil der leichten Ionen, der in den Abbn. 88 und 89 dargestellt wurde, monoton mit der Höhe an.

In Abb. 91 sind die absoluten H^+ -Dichten für eine Reihe aufeinander folgender Umläufe dargestellt. Die Höhe variiert dabei gleichartig von etwa 800 km bei -50° Breite bis zu 300 km bei $+50^\circ$ Breite. In dieser Darstellung ist die Überhöhung bei südlichen Breiten wieder einfach der dort großen Satellitenhöhe zuzuschreiben. Der äquatoriale Trog ist gut zu erkennen. Die Lage, Tiefe und Breite des Trogs ändert sich stark von Umlauf zu Umlauf.

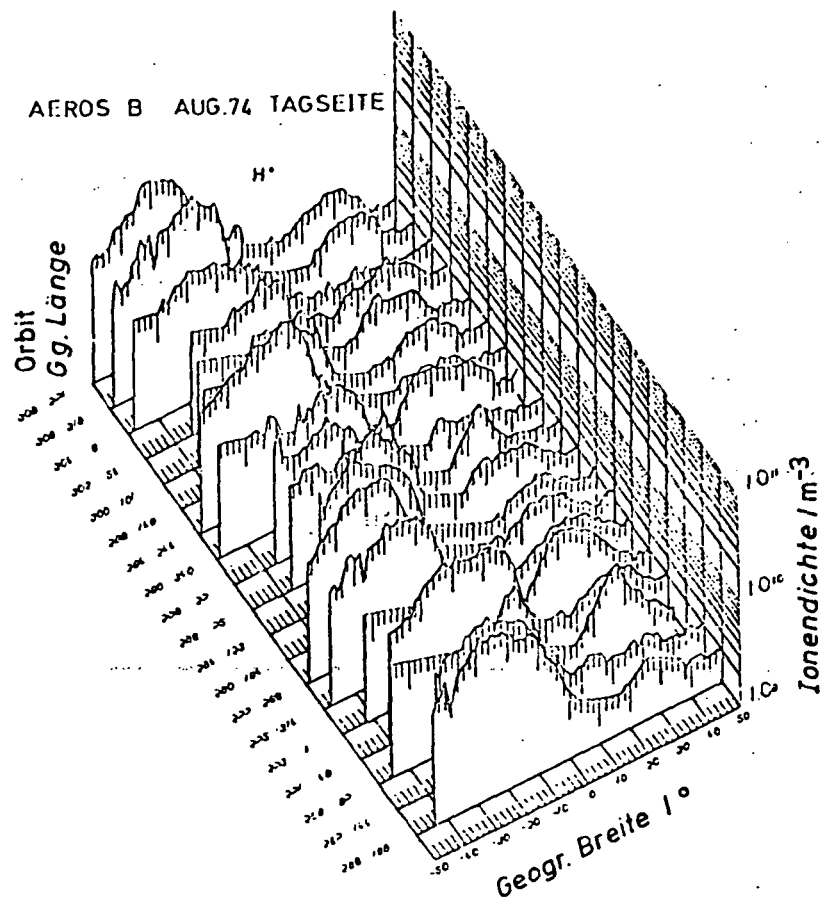


Abb. 91: Partial-Ionendichte von H^+ am Satelliten (Breitenprofile von den Orbits 220 bis 308 der B-Mission), aus NIMS-Daten bestimmt und für die Tagseite, als Funktion der Länge (des aufsteigenden Knotens) dargestellt.

4.3. 2.3 Elektronen-Temperatur

Routine-Messungen der Elektronen-Temperatur liegen von den AEROS-A und -B-Missionen vor (Abschn. 1.2.3). Sie wurden nach verschiedenen Gesichtspunkten analysiert.

2.3.1

Das Höhenprofil der Elektronen-Temperatur ist bei Tag gekennzeichnet durch eine weit stärkere Zunahme in der Thermosphäre, als sie für die Neutraltemperatur gilt. Das

ist aus den Ergebnissen der inkohärenten Streustationen zwar bekannt, aber nur für wenige Positionen. Nun konnte der Zusammenhang weltweit nachgeprüft werden. Abb. 92 gibt Meßergebnisse der Station Millstone Hill (Mass., U.S.A.) mit dem zugehörigen Streubereich, dazu in Schraffur den Streubereich der mit AEROS (in diesem Modip-Bereich) gemessenen Temperaturen. Die Übereinstimmung betrifft erfreulicherweise nicht nur die Mittelwerte, sondern auch die Streubereiche. Bei Nacht dagegen ist der Höhengradient der Elektronen-Temperatur gering.

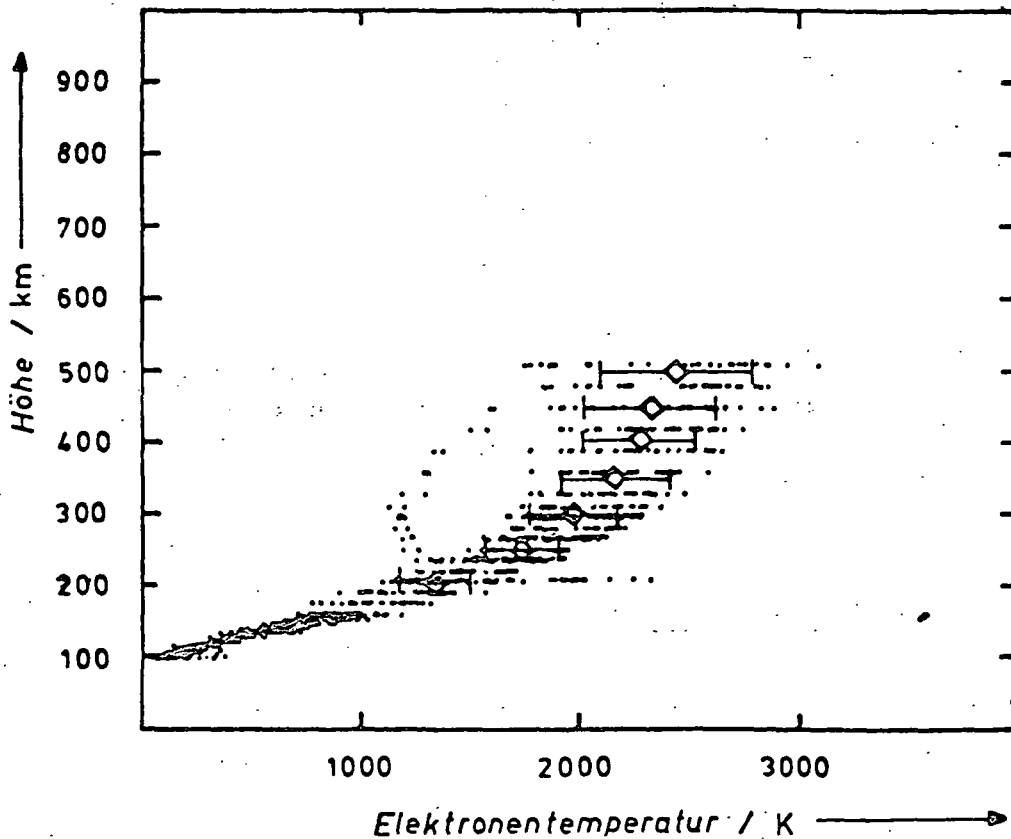


Abb. 92: Höhen-Profil der Elektronen-Temperatur nach Messung mit inkohärenter Streuung in Millstone Hill (Mass., U.S.A.) als Rauten mit Bereichs-angabe. Dazu gepunktet Meßwerte von AEROS-B.

"Page missing from available version"

pg 199-200

Breite und Höhe ausgeglichen. Eine genauere Längenabhängigkeit wurde durch Rundum-Verschiebung der Längeneinteilung (in 10^0 -Schritten) erreicht.

2.3.2.2

Die so aufbereiteten und ausgeglichenen Daten wurden nun analysiert mit dem Ansatz einer Entwicklung nach Kugelfunktionen (zugeordneten Legendre-Funktionen) $P_{mn}(\phi, \Lambda)$ und einem Ansatz in der Höhe z für die Höhenfunktionen $F_k(z)$, der ein Polynom der Ordnung k ist. Der volle Ansatz lautet (mit im Höhenbereich orthogonal gewählten F_k):

$$T(z, \phi, \Lambda) = \sum_{k=0}^K \sum_{n=0}^N \sum_{m=-n}^n a_{knm} \cdot P_{mn}(\phi, \Lambda) \cdot F_k(z) \quad ,$$

wobei die Koeffizienten a_{knm} aus den Daten berechnet werden müssen. Dazu wird die Orthogonalität der Funktionen benutzt, aus der sich die einfache Relation

$$a_{knm} = \sum_z \sum_{\Lambda} \sum_{\phi} \Delta z \cdot \Delta \Lambda \cdot \Delta \phi \cdot T(z, \phi, \Lambda) \cdot P_{mn}(\phi, \Lambda) F_k(z)$$

zur Berechnung der a_{knm} ergibt (wobei das entsprechende Dreifach-Integral der Theorie durch eine Summe über alle Felder ersetzt wurde). Die höchste Ordnung K der Höhen-Polynome war (im begrenzten Höhenbereich des Satelliten) mit 3 ausreichend, für die Kugelfunktionen wurde $N = 6$ gewählt, nachdem Proberechnungen ergeben hatten, daß mit den vorhandenen Daten mit höheren Ordnungen nichts mehr zu gewinnen war. Bei diesen Annahmen: $K = 3$, $N = 6$ ist die mittlere Abweichung kleiner als 10%, 296 Koeffizienten werden aus etwa 3500 Feldern berechnet. Mit $K = 3$, $N = 2$ würde die mittlere Abweichung bei 15% liegen, woraus

geschlossen wird, daß jeweils die 3 ersten Koeffizienten a_{knm} die entscheidenden sind. Nur dieser verkürzte Koeffizientensatz ist in Tabelle 10 wiedergegeben.

Tabelle 10: Koeffizientensatz des Elektronentemperatur-Modells von SPENNER und PLUGGE (1979) - Modell dritter Ordnung, gültig für 1973

k	n	m	a_{knm} (1500 LT)	a_{knm} (0300 LT)
0	0	0	9290 E+1	4976 E+1
1	0	0	6506 E+0	1651 E+0
2	0	0	2826 E-1	6561 E-1
3	0	0	-1044 E+0	-2054 E-1
0	1	-1	5462 E-1	-3974 E-1
1	1	-1	-2884 E-1	-2404 E-1
2	1	-1	8509 E-2	-6016 E-2
3	1	-1	-8540 E-2	-4226 E-2
0	1	0	-1087 E+0	-8254 E-2
1	1	0	-1080 E-1	-6363 E-1
2	1	0	-1542 E-1	-6671 E-1
3	1	0	3420 E-1	-2064 E-1
0	1	1	-3246 E-1	3363 E-1
1	1	1	1006 E-1	-6907 E-2
2	1	1	3788 E-1	-1126 E-1
3	1	1	-8795 E-2	3128 E-2
0	2	-2	-4113 E-1	-4121 E-1
1	2	-2	-5864 E-2	5811 E-2
2	2	-2	1255 E-1	1958 E-1
3	2	-2	-5917 E-2	1178 E-1
0	2	-1	-2183 E+0	-2973 E+0
1	2	-1	-5367 E-2	6294 E-2
2	2	-1	2327 E-1	3924 E-1
3	2	-1	8651 E-2	-4952 E-2
0	2	0	1735 E+1	1684 E+1
1	2	0	1680 E+0	2337 E+0
2	2	0	-1453 E+0	6999 E-1
3	2	0	6019 E-1	-2839 E-3
0	2	1	3356 E+0	1802 E+0
1	2	1	5824 E-1	9037 E-2
2	2	1	-6681 E-1	2208 E-1
3	2	1	4200 E-2	-4697 E-2
0	2	2	5769 E-1	-2481 E-1
1	2	2	1343 E-1	-1254 E-1
2	2	2	-1604 E-1	6481 E-2
3	2	2	-1403 E-1	-2056 E-2

2.3.2.3

Ergebnisse der Analyse der ersten 100 Missionstage mit der Kombination $K=3$, $N=6$ werden in den Abbn. 94 zunächst ohne Längeneffekt gezeigt, d.h. als Mittel über alle Längen. Bei Nacht (Abb. 94a) ist die Temperatur kaum von der Höhe abhängig. Ein positiver Gradient erscheint nur bei höheren Breiten, dagegen ein schwacher, negativer Gradient bei niederen Breiten um 30° . Bei Tag (Abb. 94b) dagegen sind die Temperaturen allgemein beträchtlich höher, ebenso die Gradienten, die nun durchweg positiv sind. Einzige Ausnahme ist aber der mittlere Höhenbereich am (geomagnetischen) Äquator, wo ein Temperatur-Maximum bei 300 km Höhe vorliegt. Bei 400 km beginnt dann wieder die normale Zunahme mit der Höhe.

Weltweite Darstellungen in geomagnetischen Koordinaten einschließlich der Länge zeigen die Abbn. 95 je für Nacht und Tag und für die ausgewählten Höhen 300 und 700 km. Es zeigt sich ein Längen-Effekt, der über alle Höhen ganz ähnlich ist, bei Tag etwas deutlicher als bei Nacht, jedoch immer bei denselben charakteristischen Längswerten. Erniedrigte Temperaturen (gegen Abbn. 94) finden sich auf der Südhalbkugel zwischen etwa 60° und 140° Länge, auf der Nordhalbkugel zwischen 260° und 360° . Dieser Längen-Effekt der Elektronen-Temperatur wurde mit den AEROS-Daten erstmals gefunden.

Die Höhenstruktur erscheint klarer in den Höhen-Schnitten (bei 0° geomagnetischer Länge), die in den Abbn. 96 gezeigt sind. In der Darstellung sind die Höhen allerdings im Verhältnis 20:1 überhöht. Demnach ist die Abhängigkeit der Temperatur von der Breite, im Bereich bis $\pm 60^\circ$, bei Nacht bedeutender als die von der Höhe. Bei Tag hat das äquatoriale Temperaturminimum sein Zentrum bei ungefähr 430 km, und zwar im Breitenbereich des 'Fontänen'-

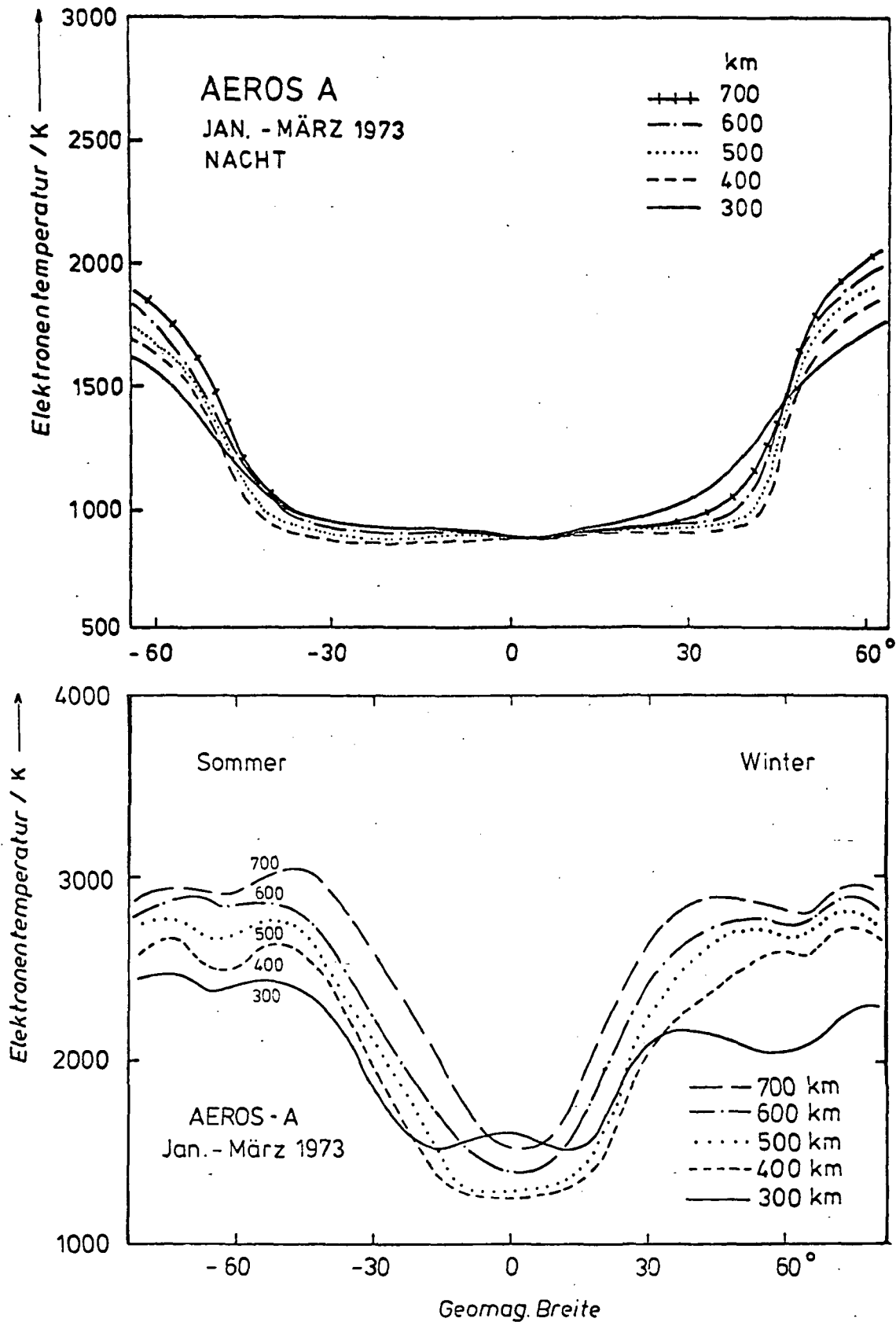


Abb. 94: Über alle Längen gemittelte (geomagnetische) Breitenabhängigkeit der Elektronen-Temperatur, RPA-Messung der ersten 100 Tage der A-Mission. Parameter der Kurven: Höhe. Oben: Nacht 03 h Ortszeit; unten: Tag 15 h.

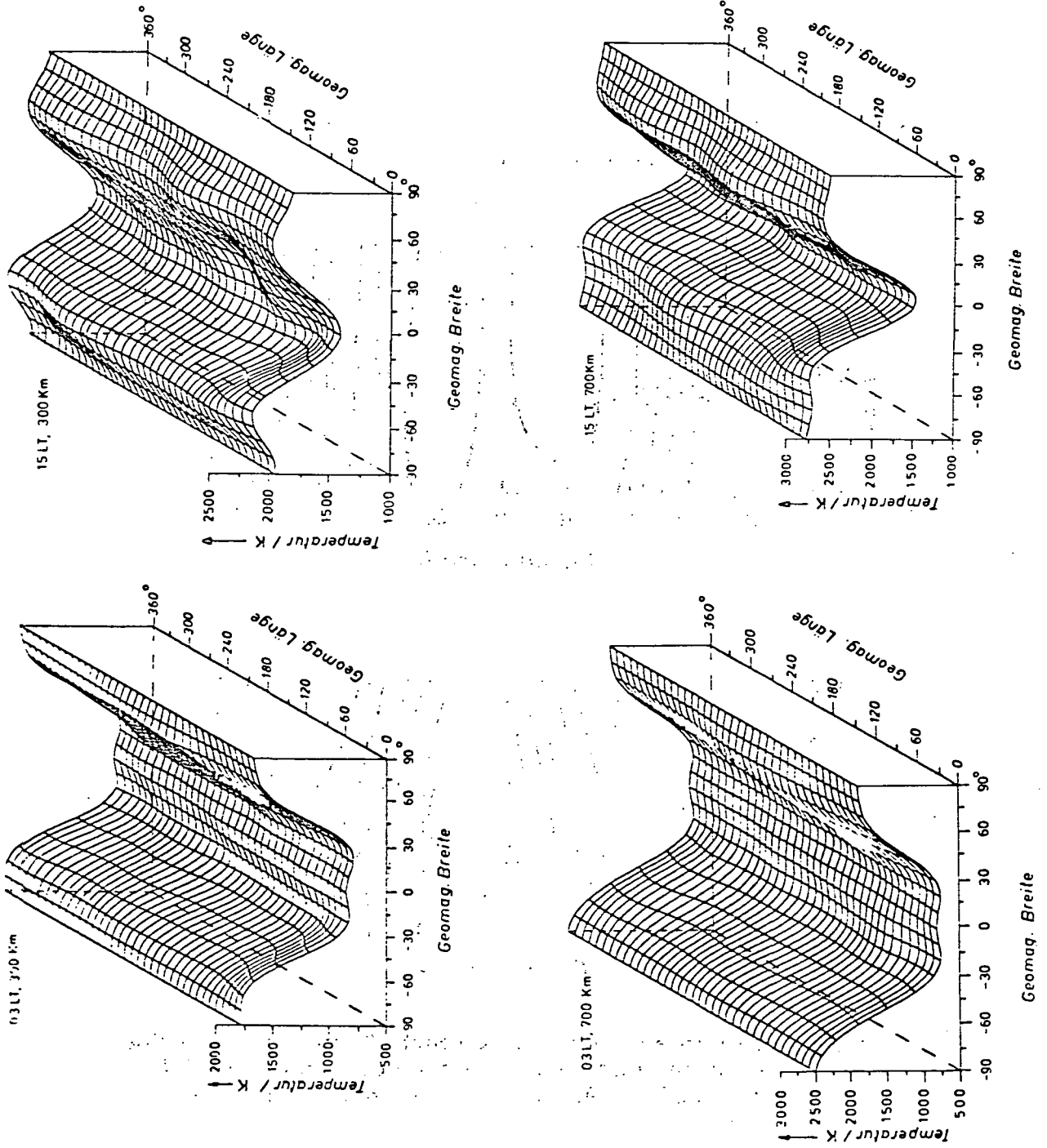


Abb. 95: Volle Modell-Darstellung der Elektroden-Temperatur für die ersten 100 Tage der A-Mission, abhängig von geomagnetischer Breite und Länge.
 (a) Nacht, 300 km Höhe;
 (b) Nacht, 700 km Höhe;
 (c) Tag, 300 km Höhe;
 (d) Tag, 700 km Höhe
 (SPENNER und PLUGGE, 1979).

Effekts, in dem das Plasma durch elektromagnetische Kräfte nach oben transportiert wird.

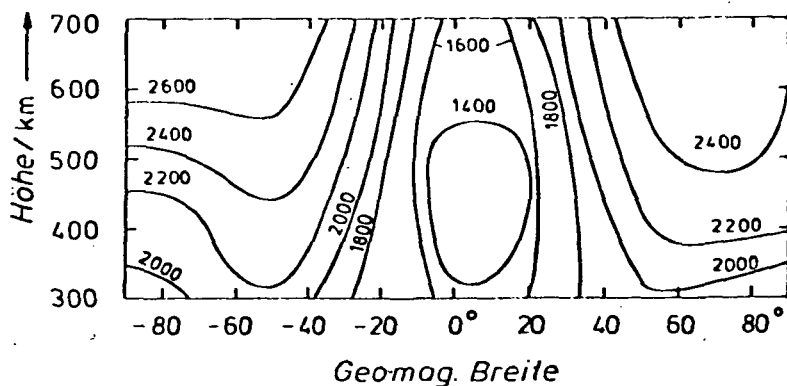
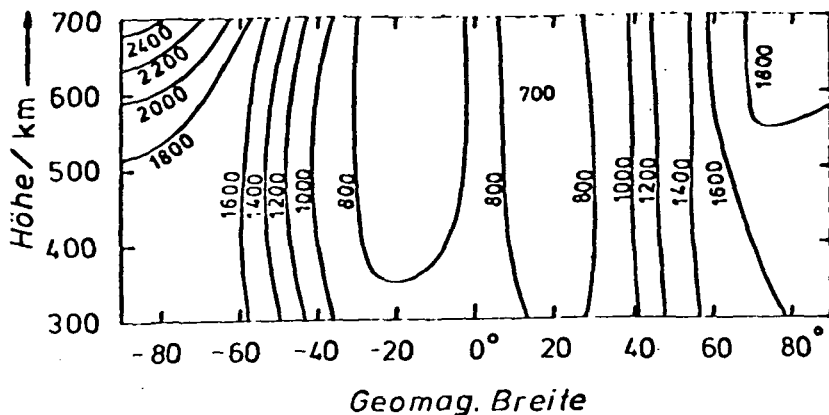


Abb. 96: Konturlinien der Elektronen-Temperatur bezüglich Höhe und geomagnetischer Breite (SPENNER und PLUGGE, 1978). Oben: Nacht; unten: Tag.

2.3.2.4

Die Abweichungen der Einzelmessungen gegen das Modell liegen zwar im Mittel über alle Daten bei weniger als 30 K, jedoch sind sie bei höheren Breiten merklich größer. Auch die 'Ausreißer' traten bevorzugt bei hoher Breite auf. Eine vermutete Relation zwischen Abweichung und magnetischem Störindex A_k oder K_p konnte nicht verifiziert werden.

2.3.3

Eine unabhängige Analyse zum Längeneffekt der Elektronentemperatur wurde mit der im Abschn. 2.1.2 erläuterten Methode ausgeführt. In gedrängter Form zeigen die Abbn. 97 das Ergebnis. Tag für Tag (Tages-Nr. als Radiusvektor) wurden Phase (als Winkel) und Amplitude (als Symbolgröße) eines als sinusförmig angenommenen Längeneffekts bestimmt. Die größten Amplituden betragen immerhin 500 K, jedoch wird dieser Wert bei Tag (15. h Ortszeit) nur auf der Südhalbkugel häufiger erreicht. Sonst liegt der (täglich bestimmte) Amplitudenwert um 200 K, ist also noch gut bestimmbar. Nachts aber werden auch in nördlichen, mittleren Breiten größere Amplituden des Längeneffekts erhalten. Von hohen Breiten abgesehen, liegt die Phase auf der Südhalbkugel bei Tag bevorzugt im dritten, nachts eher im ersten Quadranten; auf der Nordhalbkugel sind es entsprechend der erste und der vierte Quadrant. Der Längeneffekt ist also augenscheinlich abhängig von der Tageszeit.

4.3. 2.4 Ionen-Temperatur

Die Ionen-Temperatur, ohne Unterscheidung der Ionensorten, ergibt sich bei der Routine-Auswertung der Ionen-Mode-Registrierungen des RPA (Abschn. 1.2.4). Die Routine-Auswertung wurde erst kürzlich abgeschlossen, eine umfassende Analyse der Daten liegt noch nicht vor. Bisherige Untersuchungen beschränken sich auf ausgewählte Daten. Dabei konnte gezeigt werden, daß bei den niedrigsten Höhen die Ionen mit der Neutral-Temperatur gut übereinstimmen, wie es auch theoretische Überlegungen fordern (DUMBS et al., 1978).

Electron temperature 03 LT

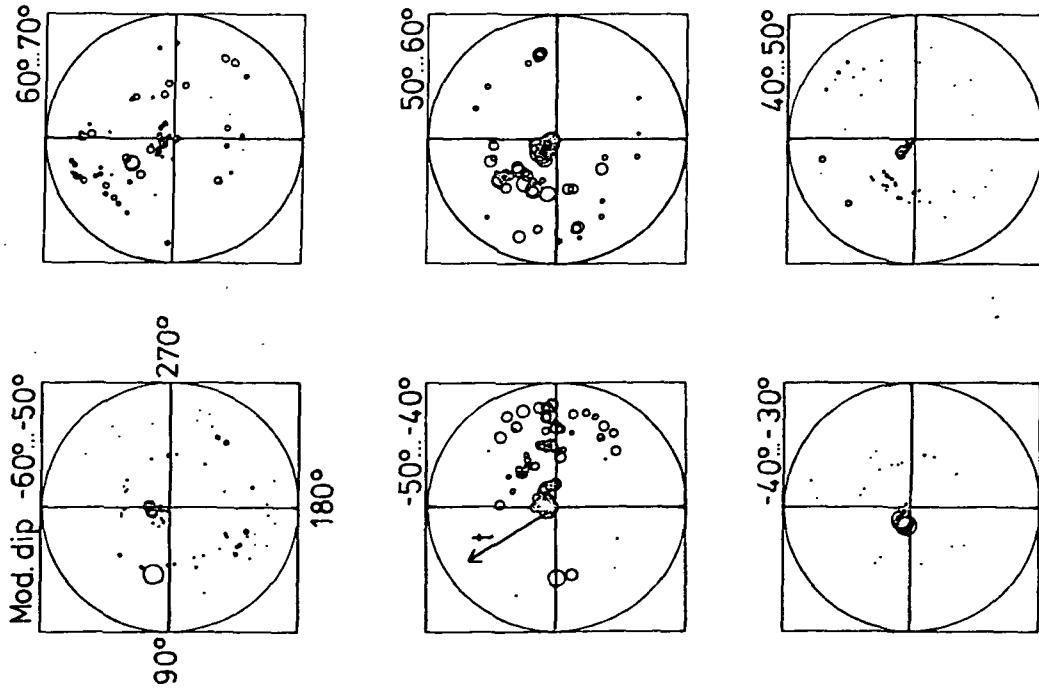


Abb. 97: (Sinusförmiger) Längeneffekt der Elektronen-Temperatur nach 10° Modip-Bereichen (Einzelbilder) in Polardiagrammen Tag für Tag dargestellt (Radius = Tages-Nr.). Phase als Winkelkoordinate, Amplitude als Symbolgröße.

Electron temperature 15 LT

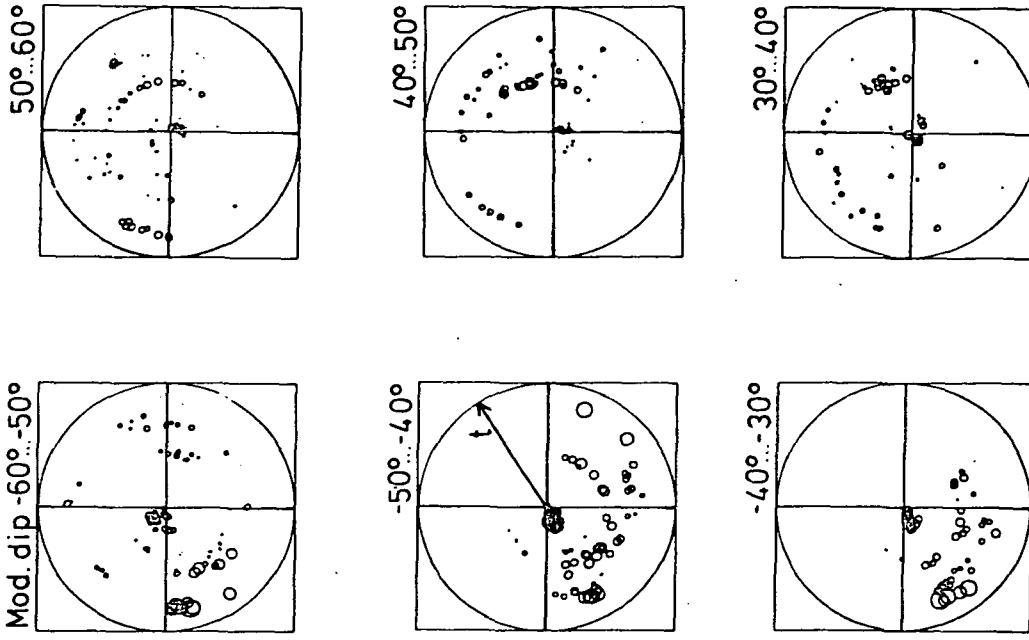


Abb. 98 zeigt als Beispiel Ionen-Gesamtdichte und -Temperatur für einen Erdumlauf. Zu Beginn ist der Satellit im Apogäum, die Ionen-Temperatur ist entsprechend hoch. Im Abstieg von 700 auf 600 km sinkt sie steil ab, während gleichzeitig die Ionen-Dichte ansteigt. Bei großen Höhen liegt nämlich die Ionen-Temperatur nahe der Elektronen-Temperatur, die inverses Verhalten zur Plasma-Dichte zeigt (siehe 2.6.1). Bei niederen Höhen jedoch schließt sich die Ionen-Temperatur der neutralen an. Deshalb haben die starken Veränderungen der Ionen-Dichte im Tag/Nacht-Übergang keinen Einfluß auf die Ionen-Temperatur.

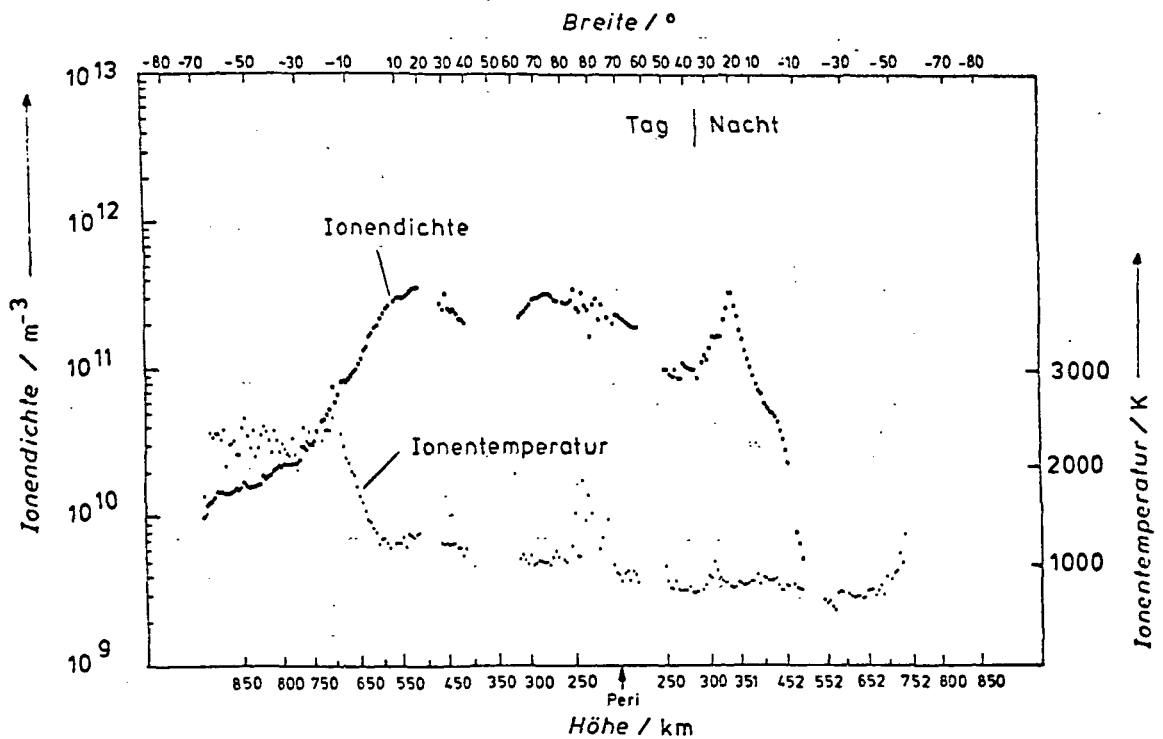


Abb. 98: Ionen-Gesamtdichte und -Temperatur für Orbit 249, AEROS-B.

Statistiken der Ionen-Temperatur konnten bisher nur für einen kleinen Teil der B-Mission erstellt werden. Abb. 99 gibt einige Beispiele. Gerade weil sich die Ionen-Temperatur in der Exosphäre der Elektronen-Temperatur nähert, setzt sich der Anstieg bis zu Apogäumshöhen fort. Im mittleren Höhenbereich steigen die Temperaturen nach höheren Breiten zu. In beiden Polarbereichen ist die Streuung der Werte groß.

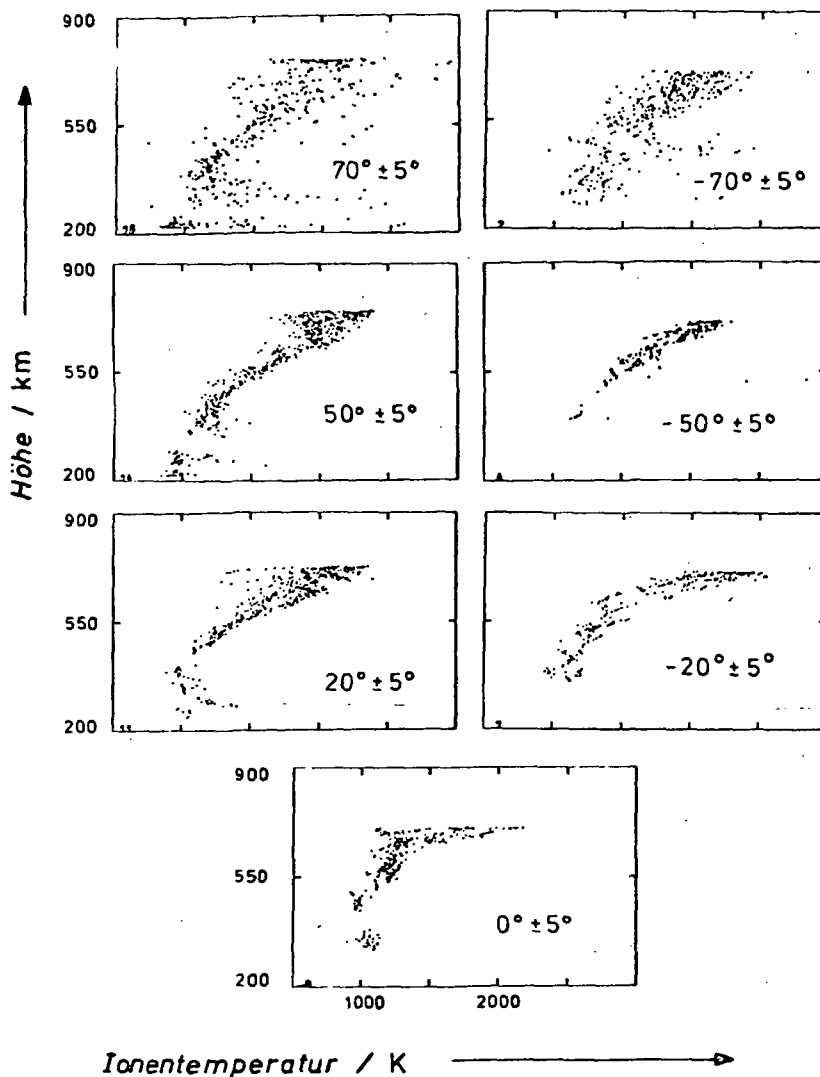


Abb. 99: Statistik der Meßwerte der Ionen-Temperatur (Abszisse jedes Teilbildes), abhängig von der Höhe (Ordinate) für ausgewählte Breiten-Bereiche (geomagnetisch). Tag (16.30 h).

4.3. 2.5 Suprathermische Elektronenflüsse

Untersuchungen wurden vor allem mit dem Datenmaterial der B-Mission durchgeführt. Sie beziehen sich bislang besonders auf spezielle Phänomene (siehe 4.1, 4.2 und 4.3) und auf systematische Zusammenhänge (siehe 3.6). Eine statistische Behandlung des gesamten Datenmaterials ist vorgesehen.

2.5.1

Ein typisches globales Ergebnis zeigt Abb. 100, in der die differentiellen Flüsse (pro Einheit der Energieskala) auf der Tagseite für sechs Energie-Niveaus, abhängig von der geographischen Breite aufgetragen wurden. Für niedere

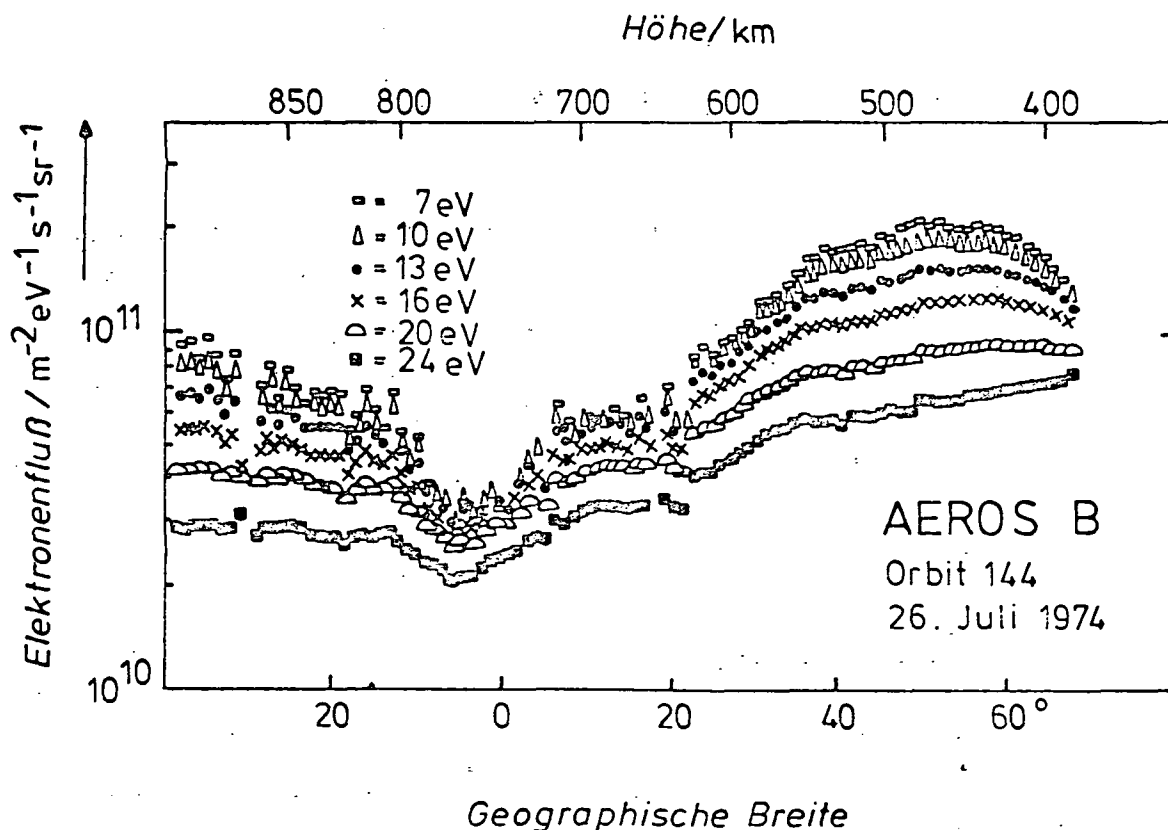


Abb. 100: Suprathermische Elektronenflüsse (differentiell), 7 bis 24 V, im Breitenschnitt. AEROS-B, Orbit 144, Tagseite.

Energie hat der Fluß ein Maximum in höherer Breite, etwa bei 50° . Ein Minimum tritt in der Nähe des Äquators auf. Je höher die Energie, umso geringer wird diese Abhängigkeit von der Breite. Die gemessenen Flüsse stimmen gut mit theoretisch berechneten überein, wobei die mit dem Experiment EUV gemessenen Strahlungsflüsse der Sonne im extremen Ultraviolett als Eingang bei der Berechnung dienten.

2.5.2

Die genäherte Darstellung der suprathemischen Verteilung durch eine zweite Elektronen-Population wird z.Z. in Routine durchgerechnet. Die der heißen Bevölkerung entsprechende 'Temperatur' ist stark variabel, bei einer Größenordnung von 10^5 K.

4.3. 2.6 Systematische Zusammenhänge

2.6.1

Ein inverser Zusammenhang zwischen Elektronen-Temperatur und -Dichte wurde seit langem theoretisch postuliert. Die Wärmeleitung im Plasma steigt nämlich mit wachsender Plasmadichte rasch an, ebenso aber auch der Wärmeübergang zu den Ionen. Erhöhte Plasmadichte bedeutet also größeren Wärmeverlust, deshalb geringere Elektronen-Temperatur.

2.6.1.1

Solche Zusammenhänge wurden schon bald nach Auswertung der ersten Daten der A-Mission aufgestellt (SPENNER et al., 1974; SPENNER und WOLF, 1975; SPENNER et al., 1977). Ein gegenläufiger Zusammenhang ist deutlich, jedoch hängen die Koeffizienten der Relation von Breite und Höhe ab. Auch die Güte der Korrelation, ausgedrückt durch

RAWER's (1951) Korrelationszahl, wurde ausgewertet. Abb. 101 zeigt, daß die Güte der Korrelation bei Tag sehr deutlich vom Modip abhängt und beiderseits des magnetischen Äquators größte Werte annimmt.

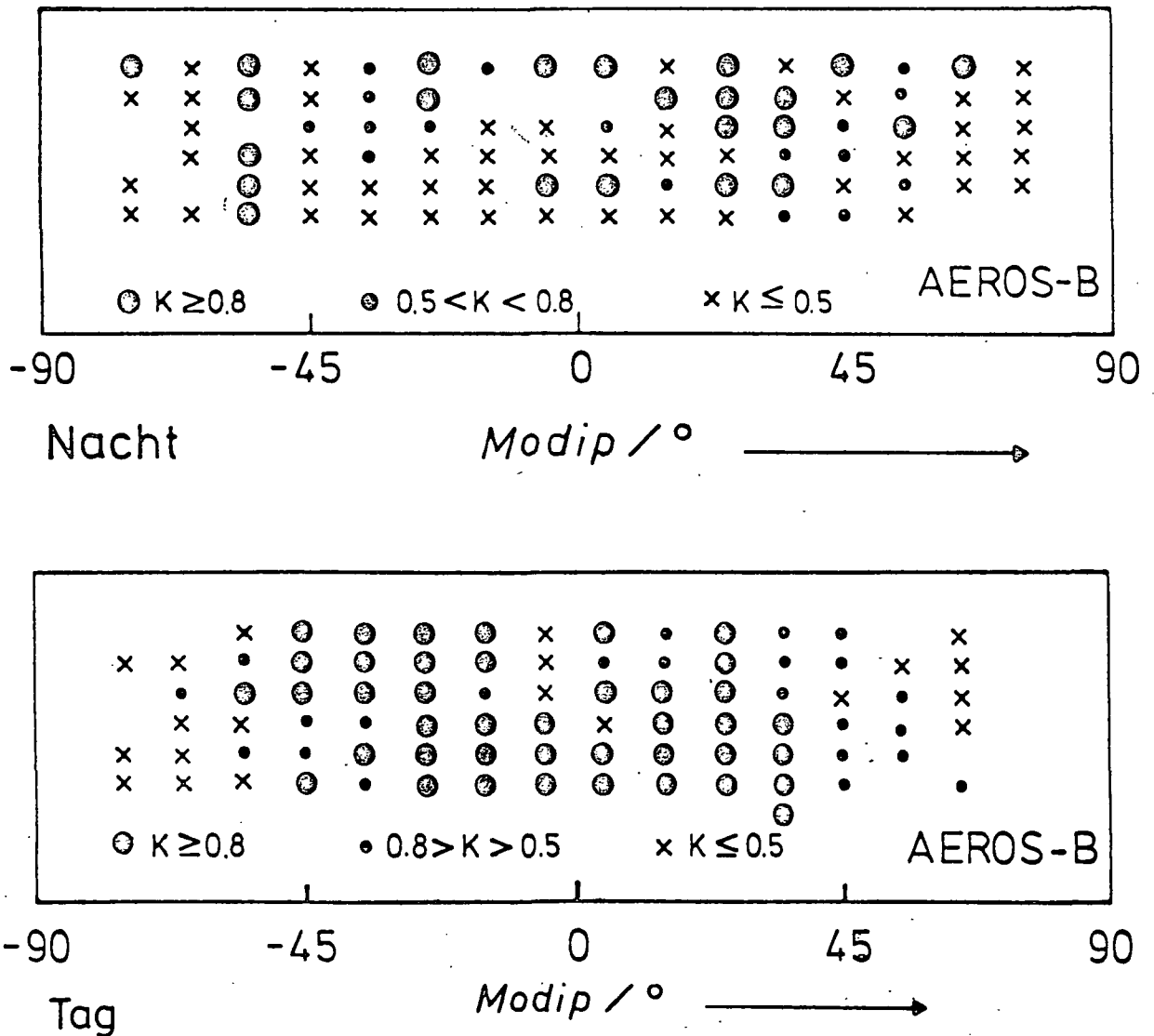


Abb. 101: Güte der Korrelation zwischen Elektronen-Dichte und -Temperatur in 3 Klassen (Symbole für "gut", "mittel", "schwach"), abhängig vom Modip (Abszisse). Jede Zeile wurde aus je 50 Meßorbits abgeleitet, Zeitverlauf August 1974 (oben) bis März 1975 (unten).

Im gleichen Bereich ist auch der Zusammenhang selbst am engsten. Ein geeigneter Ansatz ist

$$\log (N/m^{-3}) = A - \alpha(T/1000 K),$$

wobei α die Stärke der (inversen) Abhängigkeit bedeutet. Abb. 102 zeigt als Ergebnis von 32 Meßorbits den starken Anstieg beiderseits des magnetischen (Dip-) Äquators.

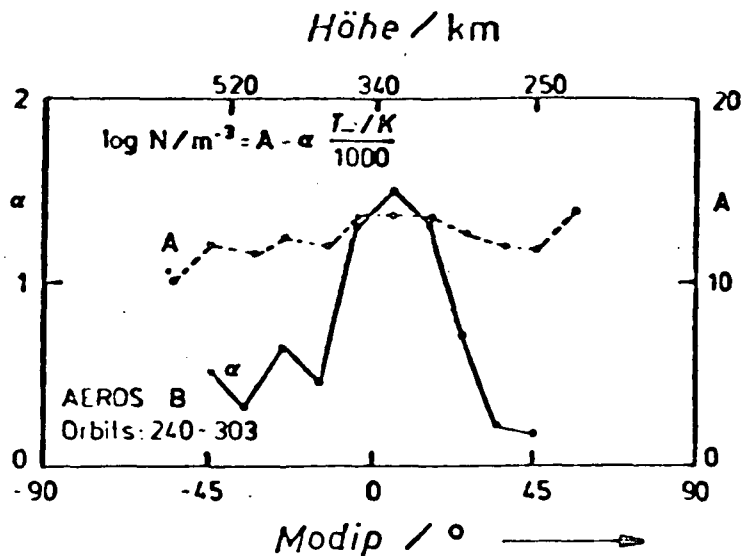


Abb. 102: Anti-Korrelation zwischen Elektronen-Dichte N und -Temperatur T . Breitenabhängigkeit (Modip) der Parameterwerte in der Gleichung.

2.6.1.2

Eine Korrelations-Analyse der Temperatur- und Dichte-Schwankungen wurde mit den Daten von 6000 Umläufen der B-Mission durchgeführt. Für alle zwischen 200 und 400 km Höhe erhaltenen Meßwertfolgen wurden die Fluktuationen beider Meßgrößen im zeitlichen Ablauf bestimmt, und zwar - ohne Rücksicht auf einen eventuellen Längeneffekt - in 30° -Feldern nach geomagnetischer Breite. Zwischen beiden

Abläufen wurde (orbit- und feldweise) die Kreuzkorrelation berechnet, Beispiele zeigt Abb. 103. Daraus werden (durch Anpassung eines Sinus-Verlaufs) Phase und Betrag bestimmt.

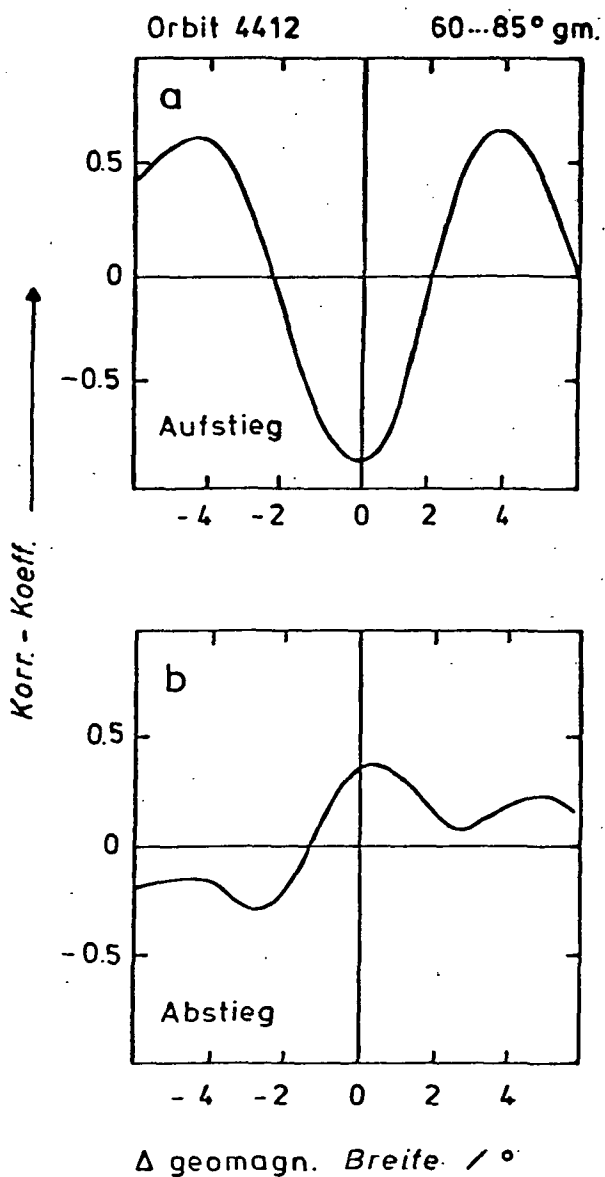


Abb. 103: Kreuz-Korrelationsfunktion zwischen Elektronendichte und -Temperatur für einen Bereich hoher geomagnetischer Breite. (a) Tag-, (b) Nacht-Überflug im gleichen Orbit.

Aus Abb. 104 folgt als Ergebnis für mittlere, nördliche Breiten (bei Tag) eine mittlere Phasendifferenz von -137° , d.h. das Minimum der Elektronen-Temperatur lag 43° früher als das Maximum der Dichte. Die Ergebnisse aus allen Feldern der Nordhalbkugel zeigt Abb. 105; nachts herrscht ziemlich exakt Gegenphase vor. Nach Feldern geordnet ergaben sich folgende mittleren Verschiebungen zwischen Minimum der Elektronen-Temperatur und Maximum der Dichte:

	0	...	30	...	60	...	90	...	60	...	30	...	0	
Tag														Nacht
	-		-43°		-44°		-9°		0°		0°			

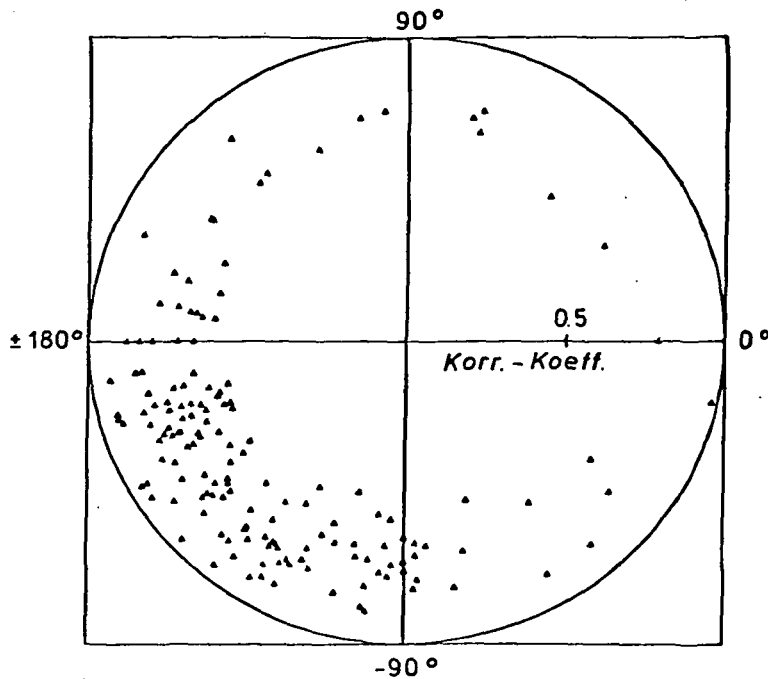


Abb. 104: Sinus-Approximation täglicher Kreuz-Korrelationsfunktionen zwischen Elektronen-Dichte und Temperatur gibt die mittlere Phasenverschiebung zwischen den Schwankungen beider Größen (Winkelvariable). Absoluter Korrelationswert als Radiusvektor. B-Mission 15 h Ortszeit, $30...60^\circ$ geomagnetischer Breite.

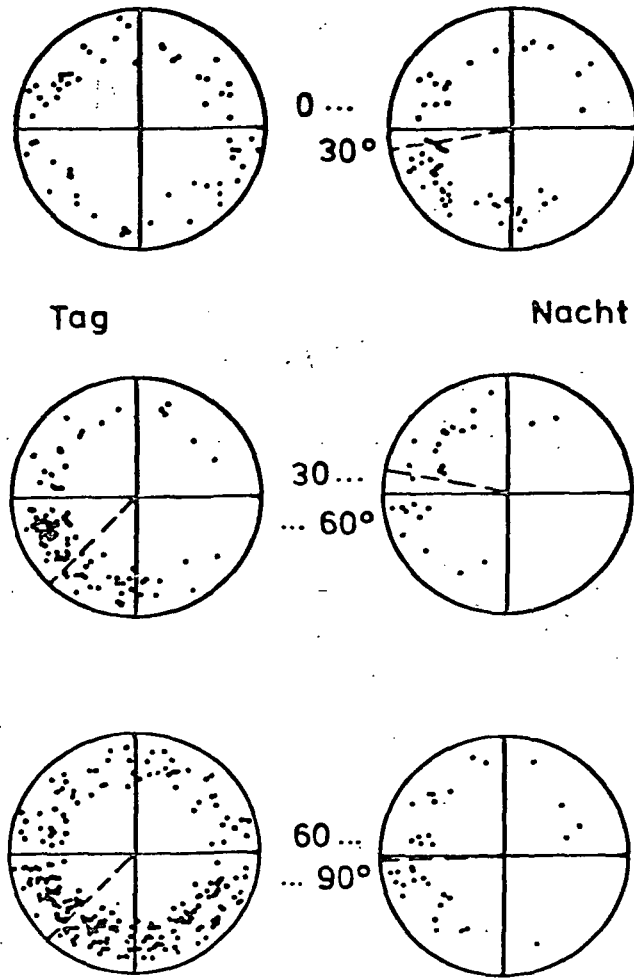


Abb. 105: Wie Abb. 104 für alle Breitenbereiche der Nordhalbkugel.

Die geringe Zahl der Telemetrie-Stationen auf der Südhalbkugel verbot eine Ausdehnung dorthin. Der Betrag der Korrelation liegt im Mittel bei 0,75, ist also signifikant.

2.6.2

Auch zwischen Plasma-Dichte und Ionen-Temperatur kann ein ähnlicher Zusammenhang wie in 2.6.1.1 angesetzt werden. Abb. 106 entspricht in der Darstellung Abb. 102, wobei der Zusammenhang im Äquatorbereich ähnlich gut ist, außerhalb davon eher besser, als mit der Elektronen-Temperatur in Abb. 102.

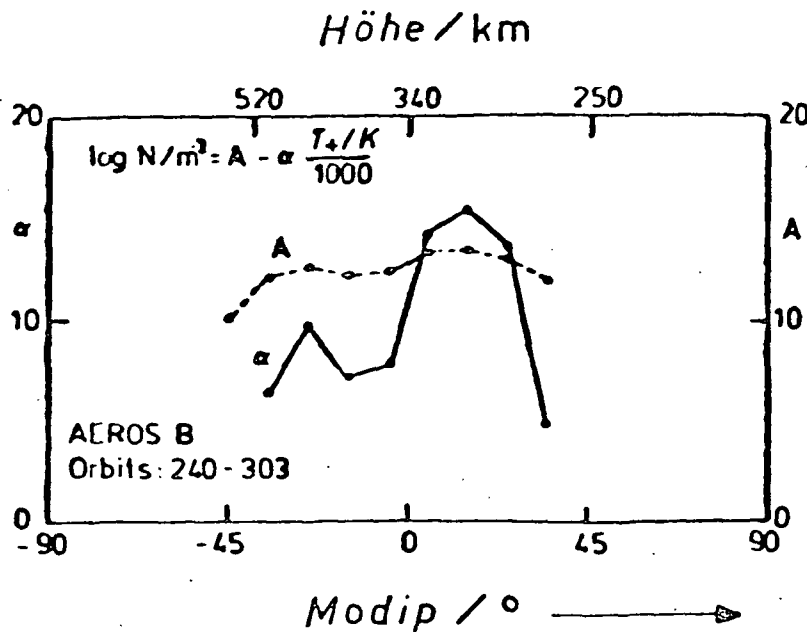


Abb. 106: Wie Abb. 102 für den Zusammenhang zwischen Ionen-Dichte und -Temperatur.

2.6.3

Ein Zusammenhang zwischen suprathermischem Elektronenfluß und Elektronen-Temperatur ergab sich bei einer entsprechenden Untersuchung (Abb. 107). Hier ist allerdings der Zusammenhang außerhalb des Äquatorbereichs nicht mehr signifikant. Vergl. hierzu die Diskussion der Äquator-Anomalien unter 3.1.

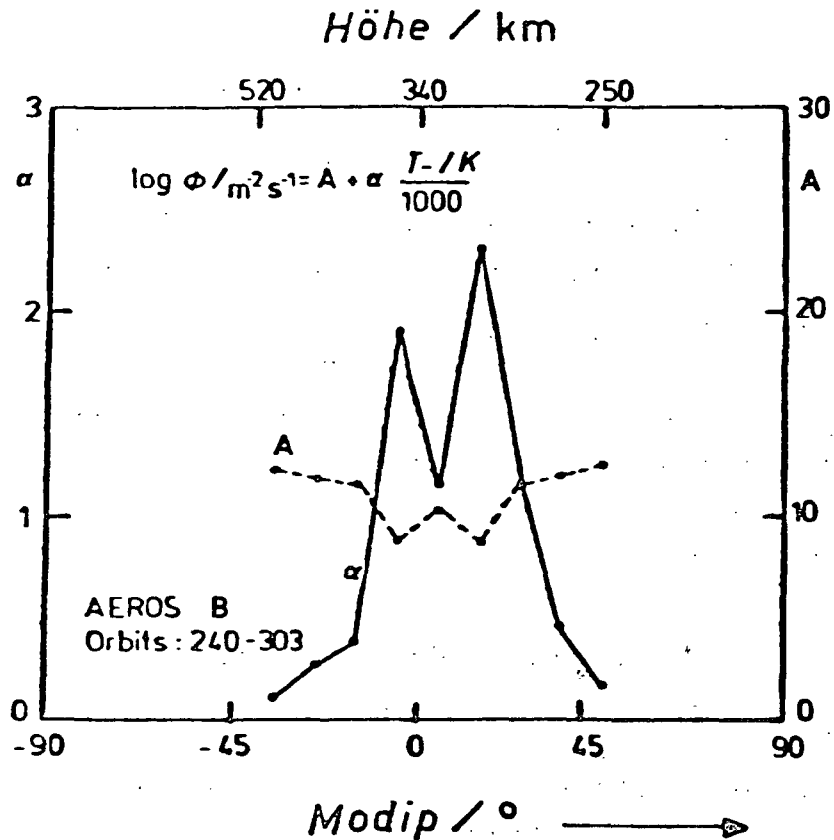


Abb. 107: Wie Abb. 102 für den Zusammenhang zwischen suprathemischem Fluß ϕ und Elektronentemperatur T .

4.3. 3 Regionale und lokale Phänomene

Über gewissen Gebieten der Erde ist die Ionosphäre deutlich anders strukturiert. Die größeren dieser Gebiete erscheinen mehr oder minder genau auch in den weltweiten Darstellungen. Andere Erscheinungen betreffen nur geographisch eng begrenzte Gebiete, so daß sie in den Globaldarstellungen ausgemittelt sind. Das Plasma in der Erdatmosphäre entsteht zwar überwiegend durch Photoionisation, d.h. unabhängig vom magnetischen Feld der Erde; weil aber alle Transportvorgänge von letzterem stark abhängig sind, spricht man mit Recht von einer 'geomagnetischen Kontrolle' des Ionosphären-Plasmas. Entscheidend dabei ist

die magnetische Inklination, d.h. der Neigungswinkel der magnetischen Feldlinien gegen die Horizontale. Oft wird statt dessen auch der (im Äquatorbereich damit übereinstimmende) Modip gewählt (Abschn. 2.1.1). Manche der im folgenden besprochenen Erscheinungen sind grundsätzlich schon seit langem durch die Echolotungen der Ionosphäre bekannt, andere sind erst mit Hilfe von Raumfahrzeugen entdeckt worden. Uns geht es hier darum festzustellen, wie die verschiedenen von AEROS gemessenen Charakteristiken sich verhalten.

4.3. 3.1 Besonderheiten im Äquatorbereich

Abbn. 108 zeigen für drei typische Tag-Orbits von AEROS-B, abhängig von der magnetischen Inklination ('dip') die Elektronen-Dichte und -Temperatur sowie die suprathemischen, differentiellen Elektronenflüsse von 6 und 18 eV. Die Satellitenhöhe bei der Querung des magnetischen (Inklinations-) Äquators ist 470-490 km. Alle Kurven zeigen deutliche Äquator-Effekte, die zumindest bei den Orbits 3094 und 3125 recht gut symmetrisch zum 'Dip-Äquator' liegen. Über dem Äquatorbereich ist - allgemein gesprochen - die Elektronen-Dichte erhöht und die Elektronen-Temperatur deutlich erniedrigt, was miteinander zusammenhängt (Abschn. 2.6). Die energiereicheren suprathemischen Elektronen erscheinen um eine Zehnerpotenz und mehr erhöht. Weniger deutliche Einflüsse sind bei den energieärmeren suprathemischen Elektronen zu beobachten. In Orbit 3078, bei etwa 490 km Überflughöhe, zeigt die Kurve der Plasma-dichte, aber auch die der 18 eV-Elektronen nahe dem magnetischen Äquator eine Einsattelung. Sie entspricht dem wohlbekanntem Äquator-Effekt der Elektronen-Dichte, ebenso wie der Temperatur-Rückgang. Daß sie aber auch in der 18 eV-Bevölkerung der suprathemischen Elektronen auftritt, ist neu.

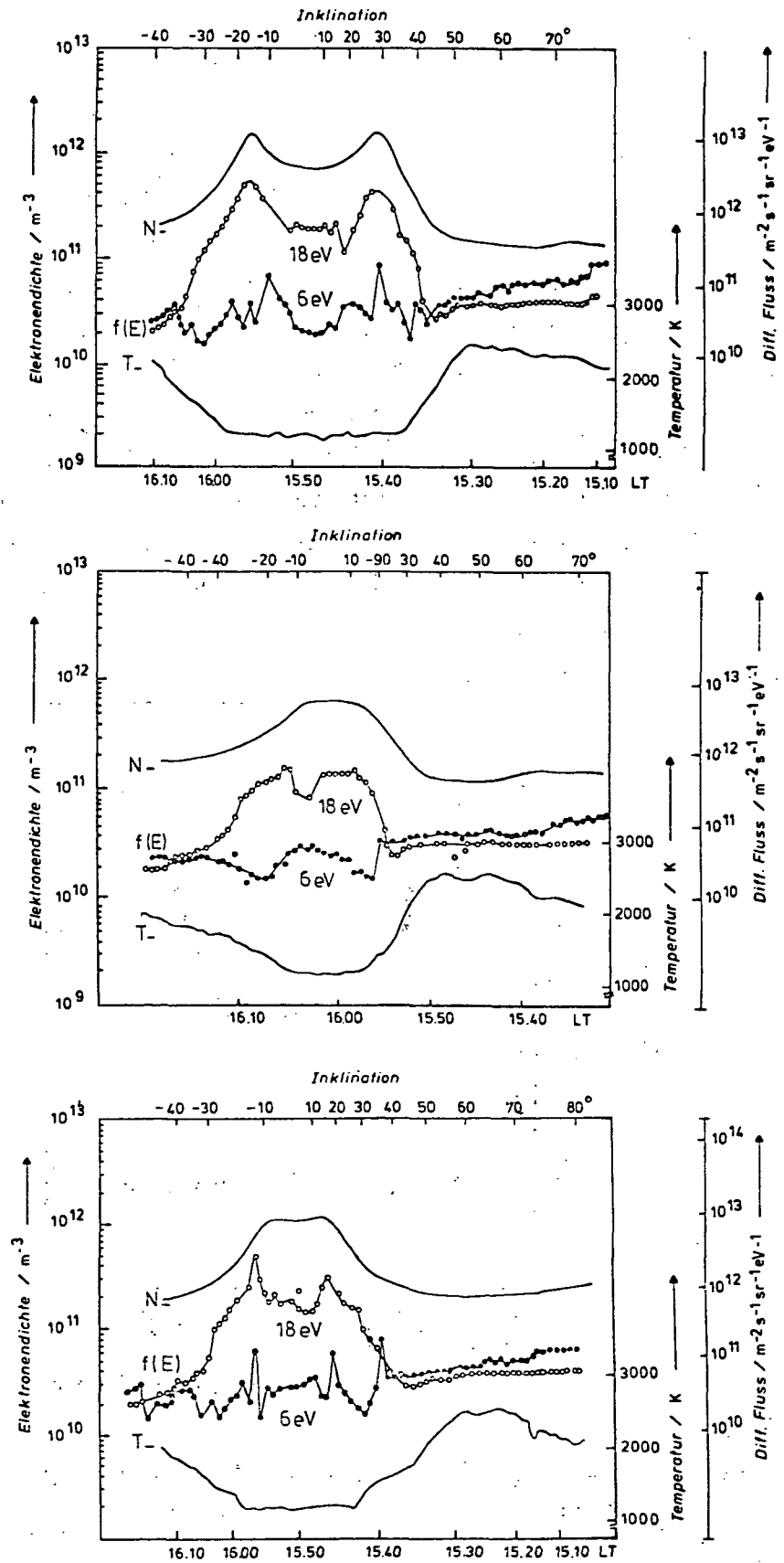


Abb. 108: Zusammenhang zwischen Elektronendichte N , Elektronen-Temperatur T und suprathermischen Elektronenflüssen (differenziell) bei -6 und 18 V Gegenspannung. Drei verschiedene Orbits.

Auch die Zusammensetzung der Ionen unterliegt einem merklichen Äquatoreffekt, wie Abb. 109 zeigt, in der für 750 km Höhe der relative Anteil von O^+ -Ionen, in diesem Fall gegen die geomagnetische Breite, aufgetragen ist. (Der geomagnetische Äquator, ein Großkreis, stimmt nicht exakt mit dem magnetischen (Inklination = 0) überein.) Der Effekt ist eine deutliche Abnahme von O^+ , etwa auf die Hälfte. Demgemäß muß dort der Anteil leichter Ionen viel größer sein. Das ist der H^+ -Trog über dem magnetischen Äquator. Er bedeutet, daß dort bei Tag der Übergang von O^+ zu leichten Ionen in niedrigerer Höhe liegt, also eine Annäherung an die Nacht-Verhältnisse, wo die Temperatur

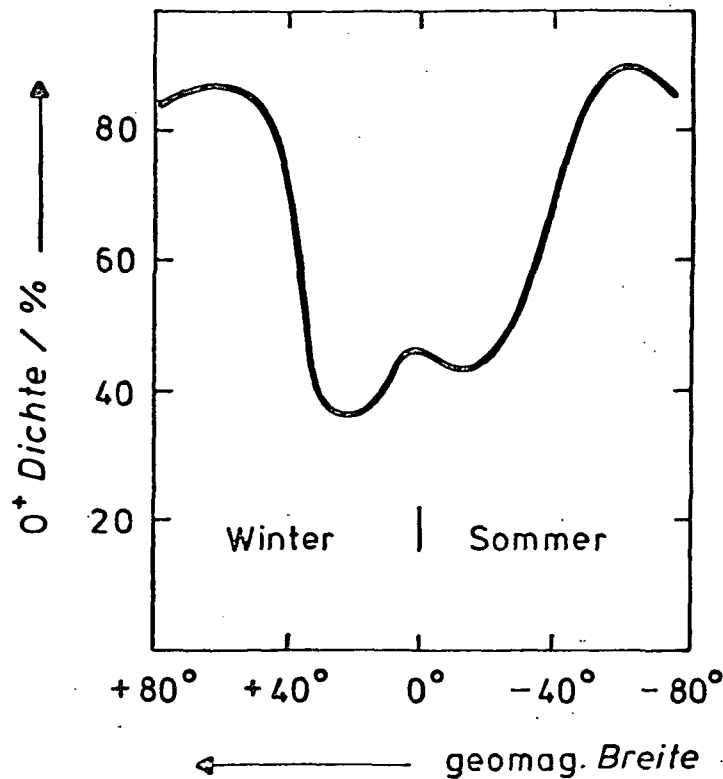


Abb. 109: Prozentsatz von O^+ -Ionen in 750 km Höhe als Funktion der geomagnetischen Breite. Oktober/November 1974, alle auswertbaren Daten bei Tag.

niedriger ist. Man kann das aus der Vorstellung der 'Äquator-Fontäne' verstehen: Das elektrische Ost-West-Feld, das im 'atmosphärischen Dynamo', also der Ursache des magnetischen Tagesganges, entsteht, treibt am magnetischen Äquator das Plasma quer zu den dort horizontalen Feldlinien nach oben, wobei adiabatische Abkühlung einsetzen muß. Dieser Effekt ist geometrisch seiner Lage nach durch die Inklination der Feldlinien bestimmt. Die geomagnetische Breite wäre hier also besser durch Inklination (Dip) oder Modip zu ersetzen (die bei niedriger Breite übereinstimmen).

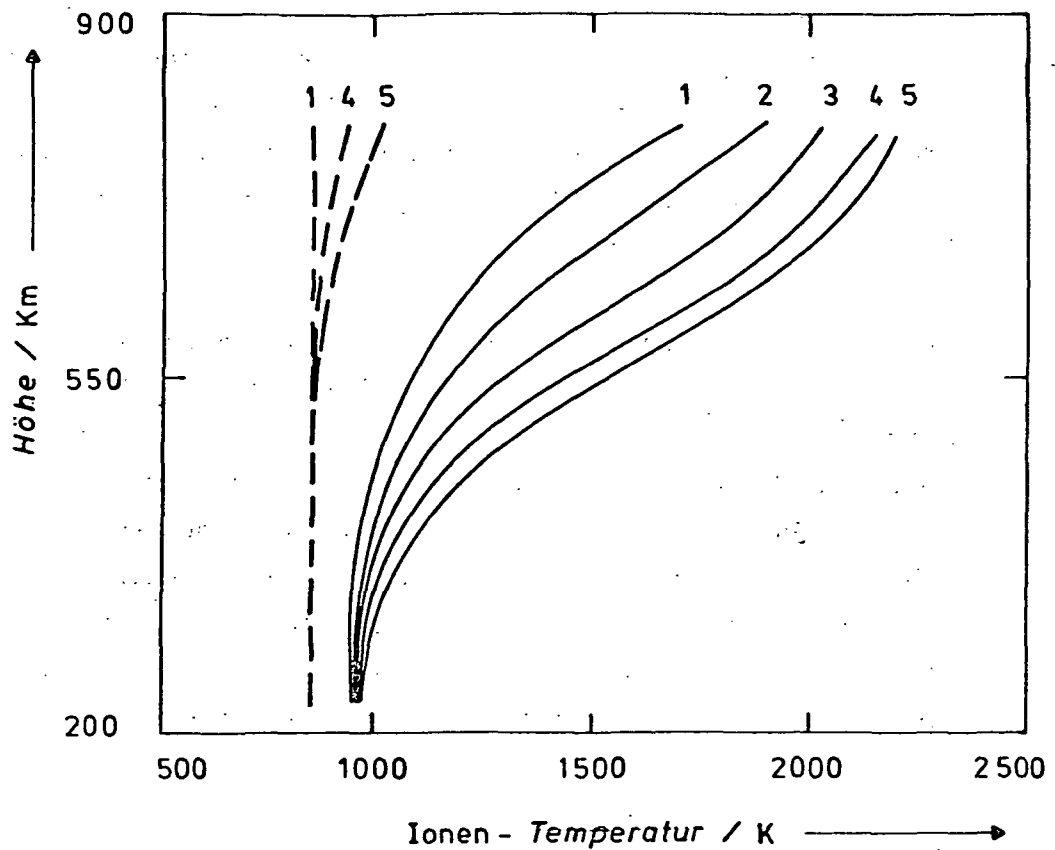


Abb. 110: Mittlere Höhenprofile der Ionen-Temperatur für verschiedene geomagnetische Breiten: 1 = $0 \pm 5^\circ$; 2 = $10 \pm 5^\circ$; 3 = $20 \pm 5^\circ$; 4 = $40 \pm 5^\circ$; 5 = $60 \pm 5^\circ$. Ausgezogen Tag, gestrichelt Nacht.

Mit einer allgemeinen Abkühlung in der ganzen Thermosphäre bis in die Exosphäre hinein stimmen auch die (aus vielen RPA-Meßwerten im statistischen Mittel) bestimmten Höhenprofile der Ionen-Temperatur überein, siehe Abb. 110.

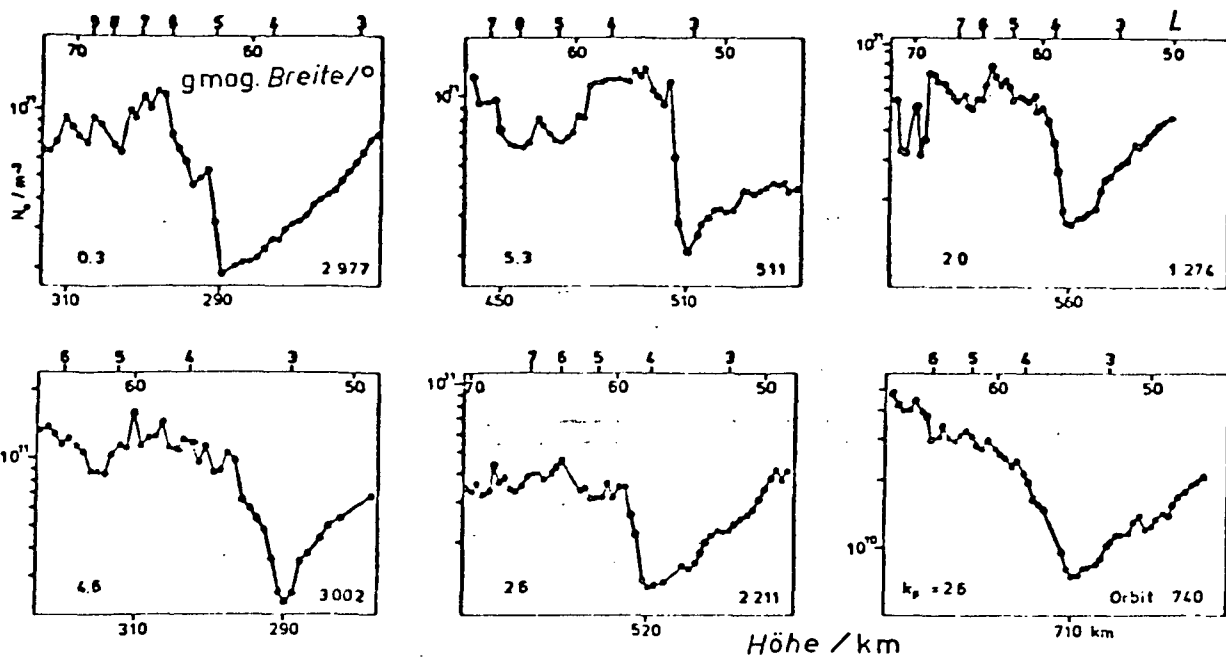
4.3. 3.2 Kluft und Trog

Die Ionosphäre mittlerer Breite befindet sich im Bereich geschlossener magnetischer Feldlinien, die in etwa einem exzentrischen Dipolfeld entsprechen. Hier ist die solare Wellenstrahlung der überwiegende Einfluß. Ganz anders in hohen Breiten, wo die Feldlinien in den Schweif der Magnetosphäre laufen, weshalb von daher kommende korpuskulare Einflüsse überwiegen. Der Übergang zwischen beiden Bereichen ist häufig unstetig, hier gibt es deshalb besondere Phänomene: den 'Trog' auf der Nachtseite, die 'Kluft' auf der Tagseite.

Die in rascher Folge messende Impedanzsonde IP war für das Studium dieser Phänomene besonders hilfreich. Die Abb. 111 zeigen typische Verläufe der mit IP gemessenen Elektronendichte beim Durchgang des Satelliten AEROS-B durch diesen Übergangsbereich. Auf der Nachtseite ist in allen Höhen ein tiefes Minimum der Dichte deutlich markiert; das ist der 'Trog' (engl. trough) (siehe 3.2.1). Die Überflüge auf der Tagseite zeigen komplexere Strukturen, die erst durch Beiziehen anderer Meßparameter geordnet werden können (siehe 3.2.2).

Der Ort des Minimums der Elektronendichte liegt, wie Abb. 112 zeigt, bei Tag zwischen 60° und 80° , also bei deutlich höherer geomagnetischer Breite als bei Nacht, wo der Trog bei 50° 60° beobachtet wird. Die Position liegt in geomagnetisch ruhigen Zeiten, wie dieselbe Abbildung

Nacht (~ 04 h 30)



Tag (~ 14 h 30)

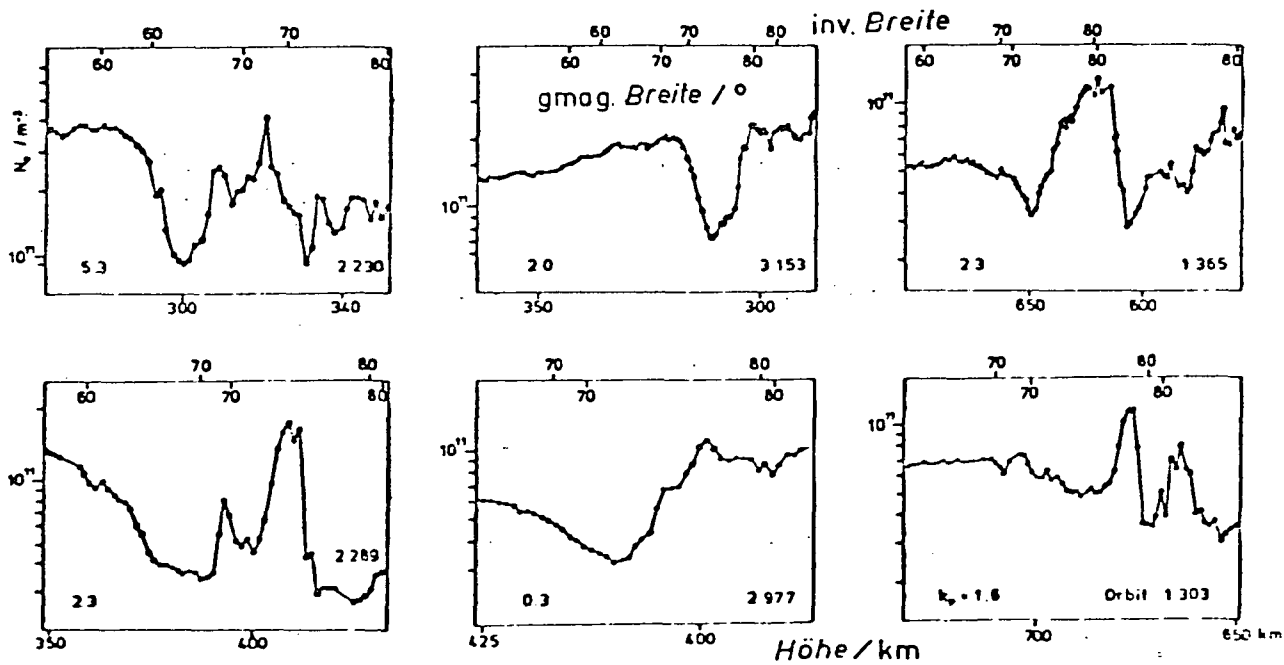


Abb. 111: Typische Variationen der mit dem Experiment IP gemessenen Elektronendichte beim Durchgang durch den Trog- bzw. Kluft-Bereich.

zeigt, bei höherer Breite, sie verschiebt sich mit dem magnetischen Störungsgrad äquatorwärts. Entsprechendes ist von den Polarlichtern bekannt.

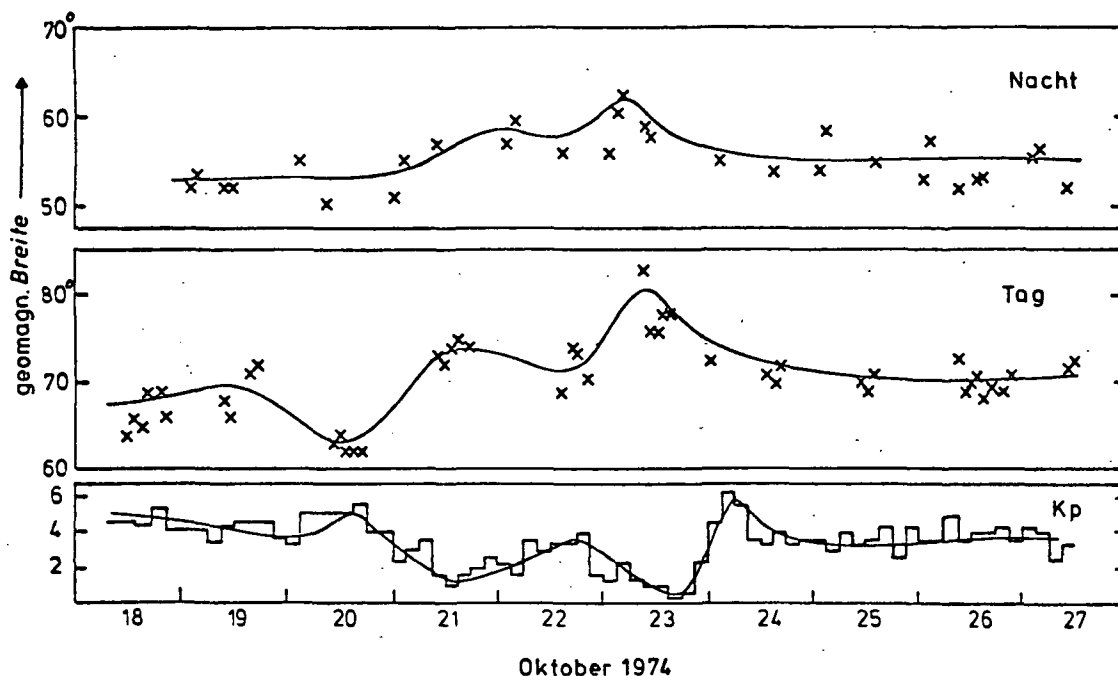


Abb. 112: Geomagnetische Lage des Minimums der Elektronendichte in der letzten Oktoberdekade 1974. Oben bei Nacht (Ortszeit $04h30 \pm 15$; Höhe 310 ± 60 km); Mitte bei Tag (Ortszeit $14h15 \pm 45$; Höhe 540 ± 110 km). Unten magnetischer (planetarischer) Störungsindex Kp.

3.2.1

Der nächtliche Trog liegt, wenn nach dem McILLWAIN-Parameter geordnet wird, bei der festen Ortszeit des AEROS-Satelliten in ruhigen Perioden etwa bei $L = 4$ bis 5 . Abb. 113 zeigt an einem Einzelfall, daß gelegentlich einer magnetischen Störung eine Verschiebung bis herab zu $L = 2$ (bei $Kp = 7$) eintreten kann. Eine Statistik über alle

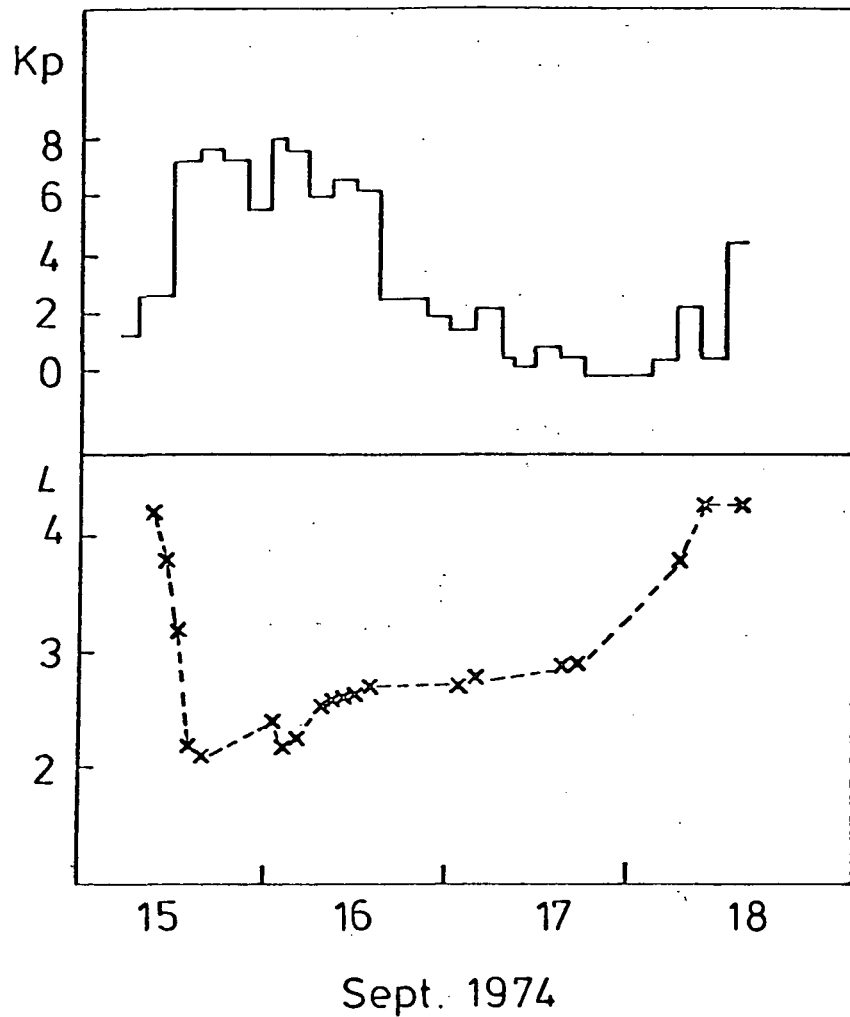


Abb. 113: Veränderung der magnetischen Kennziffer Kp während der gestörten Periode vom 15. bis 18. September 1974 (oben) und gleichzeitige Lage des nächtlichen Trops in der McILLWAIN-Koordinate L (unten).

Beobachtungen zeigt Abb. 114. Dort ist zum Vergleich noch die Lage der ebenfalls störungsabhängigen Plasmopause angegeben, womit die Grenze der über der Ionosphäre, gelegenen Plasmasphäre bezeichnet wird. Sowohl die aus Satellitendaten von BRACE und THEIS (1974) abgeleitete Formel, wie die aus Whistler-Beobachtungen von RYCROFT und THOMAS (1970) gefundene liegen etwas polwärts von

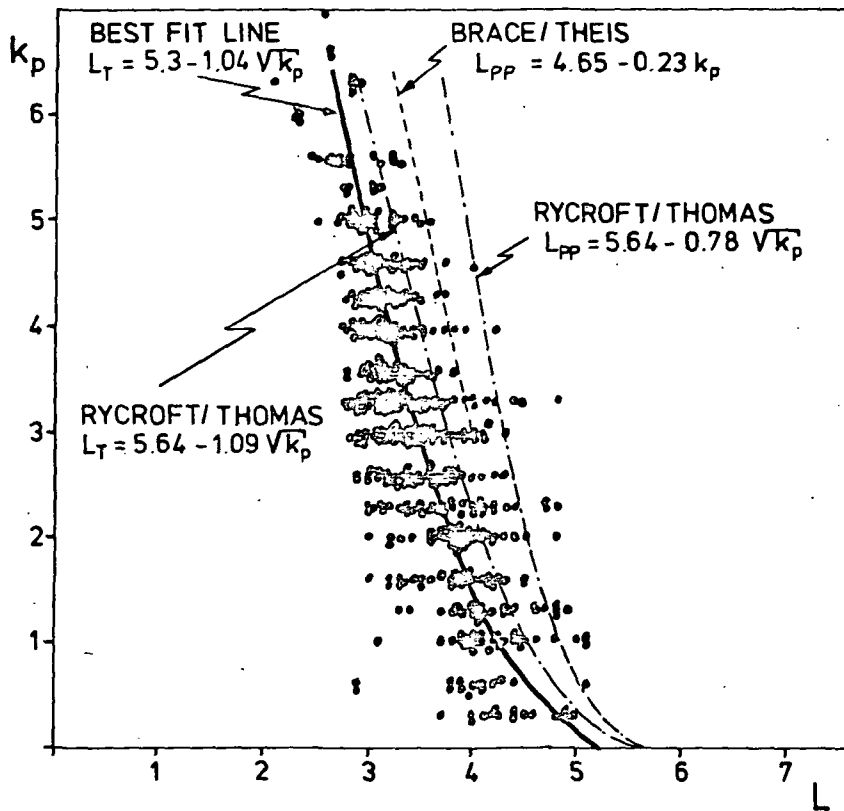


Abb. 114: Statistik der (nächtlichen) Troglage (in der McILLWAIN-Koordinate L) abhängig vom erdmagnetischen Störungsgrad K_p (vergl. Text). Alle brauchbaren Passagen der B-Mission (Experiment IP).

unseren Trog-Lagen. Auch die Trog-Identifikation von RYCROFT und THOMAS (1970) ist noch ein wenig in der gleichen Richtung verschoben. Tatsächlich sind unsere Beobachtungen bei fester Ortszeit (04.30 h) ausgeführt, während die Vergleichsdaten verschiedene Nachtzeiten zusammenfassen. Da die Troglage aber einen deutlichen Tagesgang hat, der nachts zum Äquator gerichtet ist, muß sich der Mittelwert von dem für eine feste Uhrzeit unterscheiden. Insofern ist unser Ergebnis (NESKE, 1978) besser definiert:

$$L_{Trog} = 5,3 - 1,04 \sqrt{K_p}$$

3.2.2

Die bei Tag auftretende Kluft hängt eng mit der Magnetfeld-Konfiguration an der Magnetopause zusammen. Sie verläuft längs der Feldlinien, die die Zone verschwindender Feldstärke einschließen, und ist deshalb prädestiniert als Einfallstor für geladene Partikel aus dem Sonnenwind, die nur dort direkt (ohne den Umweg über den Schweif) in die Magnetosphäre gelangen können. Typische Kluft-Passagen auf Süd- und Nord-Halbkugel sind in Abb. 115 gezeigt. Wie oben erwähnt, zeigt die Elektronendichte im Kluftbereich zwar Variationen, aber kein klares Strukturmerkmal. Die Elektronentemperatur dagegen steigt im Kluftbereich steil an und ebenso die suprathermische Elektronen-Bevölkerung. Nach diesen beiden Kriterien kann die Kluft eindeutig identifiziert werden. Die Beobachtung, daß der in der Kluft beobachtete Anstieg der Elektronentemperatur mit niedriger Iontemperatur einhergeht, entspricht der Vorstellung, daß die Aufheizung des Plasmas durch Elektronen-Ausfällung verursacht ist. Die Einwirkung trifft direkt und ohne Zeitverzug nur das Elektronengas, dessen Aufheizung zu einer adiabatischen Expansion des Plasmas und damit zu einer gewissen Erniedrigung der Iontemperatur führen muß.

Bei den Vergleichsmessungen von ISIS-2 mit AEROS-B ergab sich bei einigen Kreuzungen die Möglichkeit, die Kluft-Umgebung gleichzeitig mit zwei Satelliten in verschiedener Höhe, nämlich 500 km (AEROS) bzw. 1400 km (ISIS), zu untersuchen. In invarianter Breite ausgedrückt zeigte sich z.B. am 26.10.1974 (DUMBS et al., 1979)

- (a) ein kräftiger Anstieg der Elektronentemperatur bei 71° für beide Satelliten;
- (b) äquatorwärts ein Minimum dieser Temperatur bei 63° bzw. 62° ; dem dann ein stetiger Anstieg folgt;
- (c) polwärts von 71° ein rascher Anstieg der Elektronendichten.

"Page missing from available version"

pg 230

4.3. 3.3 Fluktuationen

Wir unterscheiden zwei Arten von augenscheinlich unregelmäßigen Schwankungen der Plasmaparameter. Die eine Art kann als ein mehr oder minder ungeordnetes Gewirr von Wellen interpretiert werden, die den regelmäßigen Veränderungen der Ionosphäre überlagert sind. Man hat also rasche örtliche und zeitliche Variationen. Wegen der großen Geschwindigkeit des Satelliten 'sieht' er im Umlauf die entsprechenden Strukturen im wesentlichen örtlich. Die zweite Art sind die längerfristig zeitlichen Veränderungen über einer festen Position. Im Laufe eines Tages kommt AEROS (wegen der auf fester Ortszeit gehaltenen Bahn) einmal aufsteigend und einmal absteigend über jede 'Position', wenn wir diese mit einem Längen-Bereich von etwa $\pm 12^\circ$ definieren. Deshalb 'erkennt' der Satellit Veränderungen von Tag zu Tag bei zwei festen Ortszeiten. Die monatliche Streuung der Daten kann demnach mit einem sonnensynchronen Satelliten ganz ähnlich wie von einer festen Station erfaßt werden.

3.3.1

Kleinräumige Strukturen können nur bei rascher Meßfolge erfaßt werden. Sie erscheinen am besten in den Daten des Experiments IP. Die räumliche Auflösung liegt bei 8 km; es können also Strukturen von einigen 10 km Ausdehnung erkannt werden.

3.3.1.1

Zum Verständnis der benutzten Filtertechnik müssen einige Erläuterungen gegeben werden. Unsere in situ-Messungen enthalten natürlich auch großräumige Veränderungen, die einerseits durch den Höhenaufbau der Ionosphäre, andererseits durch deren Breitenabhängigkeit entstehen. Um sie auszuschalten, wird ein geglätteter Dichteverlauf längs des

Orbits durch Filterung erstellt, gegen den sich die durch die kleinräumigen Strukturen hervorgerufenen rascheren Veränderungen dann abheben.

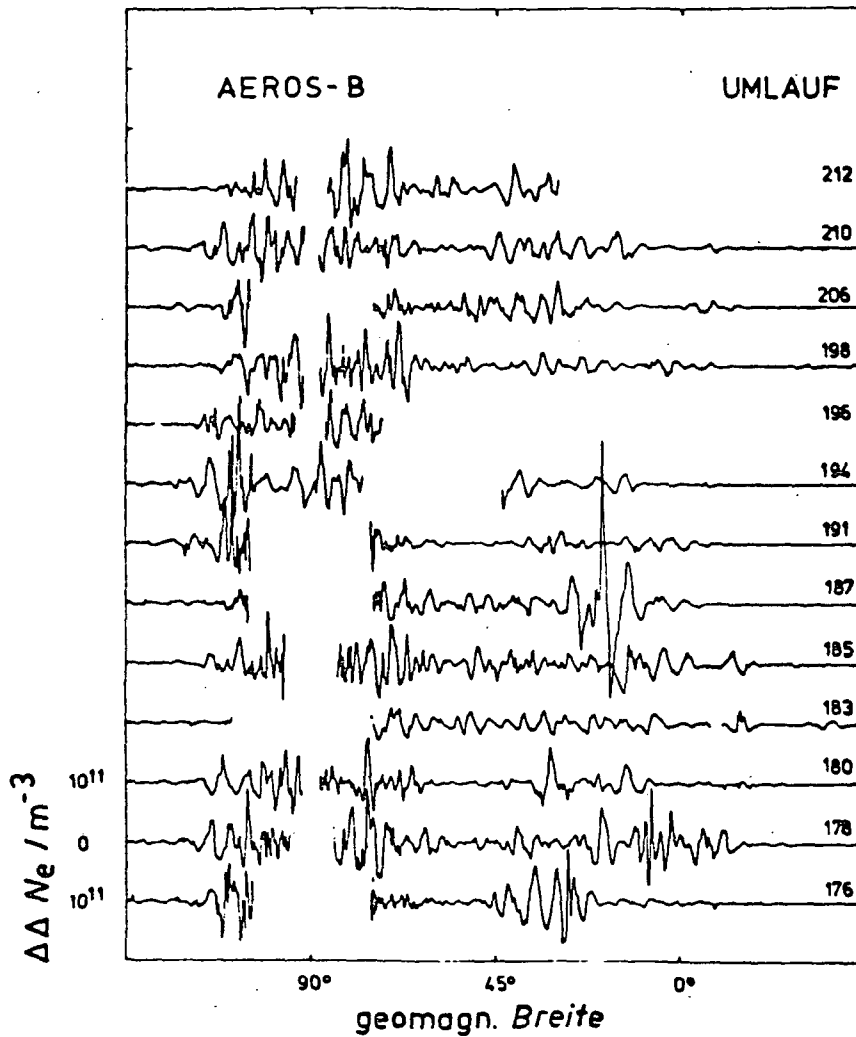


Abb. 116: In aufeinanderfolgenden Meß-Orbits beobachtete Fluktuationen der Elektronendichte, durch Hochpaß-Filterung isoliert. AEROS-B, Orbits 176 bis 212, Nachtseite.

Die Untersuchung wurde zunächst mit digitaler Rechen-technik unternommen, die aber sehr viel Rechenzeit kostete (ein Wochenende pro Orbit). Deshalb benutzten später MÜNTHER et al. (1976) die hybride Rechenanlage HRS 860

des IPW, die bei geeigneter Schaltung im 'Suchton-Verfahren' nur rund 20 Minuten für die volle Analyse eines Orbits benötigte, wobei die Folge der Meßwerte in Zeitraffung 1:6000 eingegeben wurde. Bearbeitet wurde der Zeitraum 23.07. bis 06.08.1974. Beispiele einiger Eingabekurven von der Nachtseite zeigt Abb. 116. Die Fluktuationen auf der Tagseite sind meist gering, auf der Nachtseite finden sich immer welche.

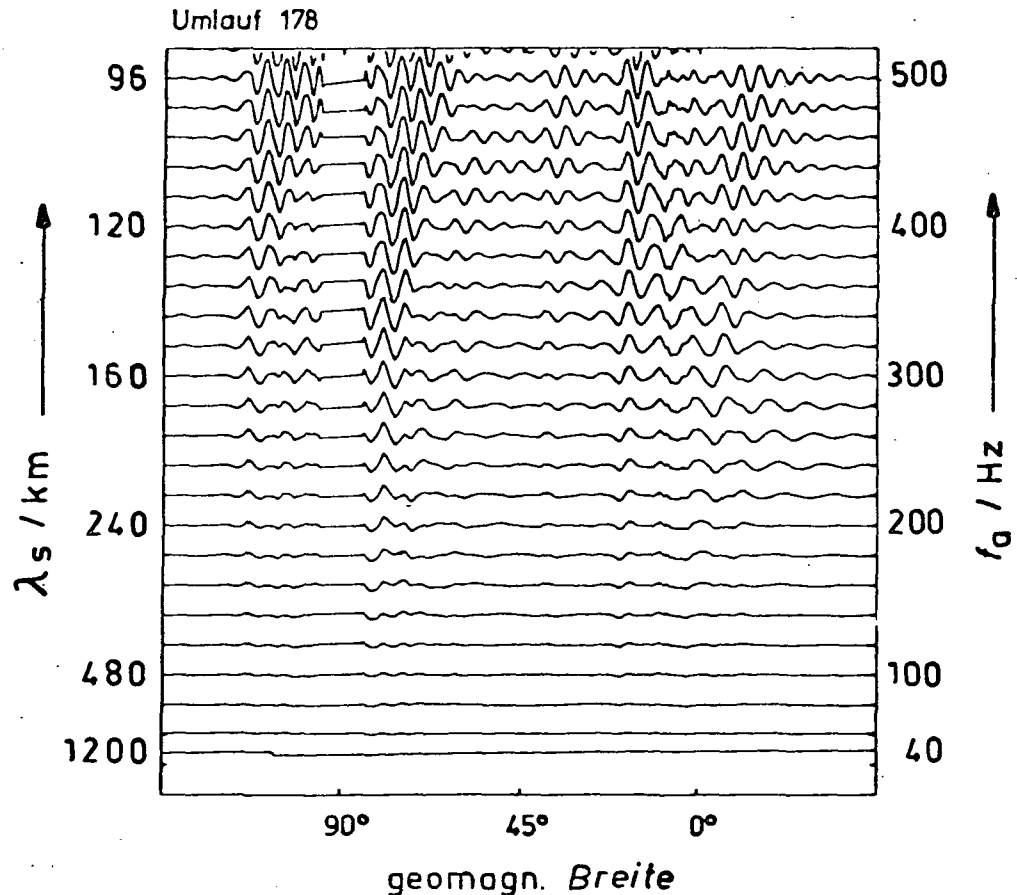


Abb. 117: Ausgabe der Suchton-Analyse auf die Elektronendichte angewandt (Orbit 178, AEROS-B). Die rechte Ordinate zeigt jeweils die Frequenz f_0 des Suchtons (nach oben zunehmend), während die linke die entsprechende (nach oben abnehmende) räumliche Wellenlänge λ_s der vom Satelliten durchfahrenen Struktur angibt. Die Unterbrechung am Nordpol (90°) entsteht durch die begrenzte Inklination der Bahn (umgesetzt in geomagnetische Koordinaten).

Zur Spektralanalyse wurde mit einem Operationsverstärker ein definiert gedämpfter Schwingkreis variabler Frequenz simuliert, mit dem aus dem Eingangssignal jeweils eine von 24 Frequenzen ausgefiltert wurde. Die Analog-Simulation hat allerdings einen wesentlichen Nachteil: sie bringt über die Anschlagzeit des Kreises eine Verzögerung herein. Diese hat zur Folge, daß eine örtliche Nachwirkung auftritt. Diese wurde schließlich dadurch eliminiert, daß der Vorgang noch einmal mit umgekehrtem Zeitablauf wiederholt wurde, wobei aus der Nachwirkung eine Vorwirkung wird. Durch Multiplikation beider Ergebniskurven ergaben sich schließlich die in Abb. 117 gezeigten, im Suchtonbereich 40 bis 500 Hz analysierten Kurven.

3.3.1.2

Die Untersuchungen zeigen das Auftreten von Fluktuationen bevorzugt in einem breiten Polarbereich (oberhalb von etwa 65° geomagnetisch) und in einem wesentlich schmaleren Äquatorialbereich. Das stimmt mit den 'spread F' Beobachtungen von Ionosonden-Stationen entsprechender Position gut überein. Das Instrument IP erkennt also die über einer festen Station als zeitliche Schwankungen im 10-Sekunden bis Minutenrhythmus auftretenden Fluktuationen als räumliche Strukturen mit Wellenlängen von etwa 100 bis 1000 km. Wieweit die angegebenen Bereiche starker Fluktuation regelmäßig in Erscheinung treten, zeigt Abb. 118, in der das Ergebnis einer Hochpaß-Filterung angewandt auf alle Meßorbits während der ausgewählten Periode (Bandmission-B) wiedergegeben ist.

3.3.1.3

Die mit der Suchton-Analyse schließlich erhaltenen räumlichen Spektren sind für drei Orbits in Abb. 119 wiedergegeben. Es ergeben sich interessante Strukturen, wobei im allgemeinen die kürzeren Wellenlängen (nachts

überall, aber in den Polgebieten besonders stark) erscheinen. Die Spektren sind durchaus nicht alle gleich. Gelegentlich erscheinen bevorzugte 'Wellenpakete' oder auch einzelne Störungen erheblicher Größe. Während der Polbereich praktisch immer kleinräumige Strukturen, wenn auch wechselnder Amplitude enthält, erscheinen solche im Äquatorbereich nicht immer.

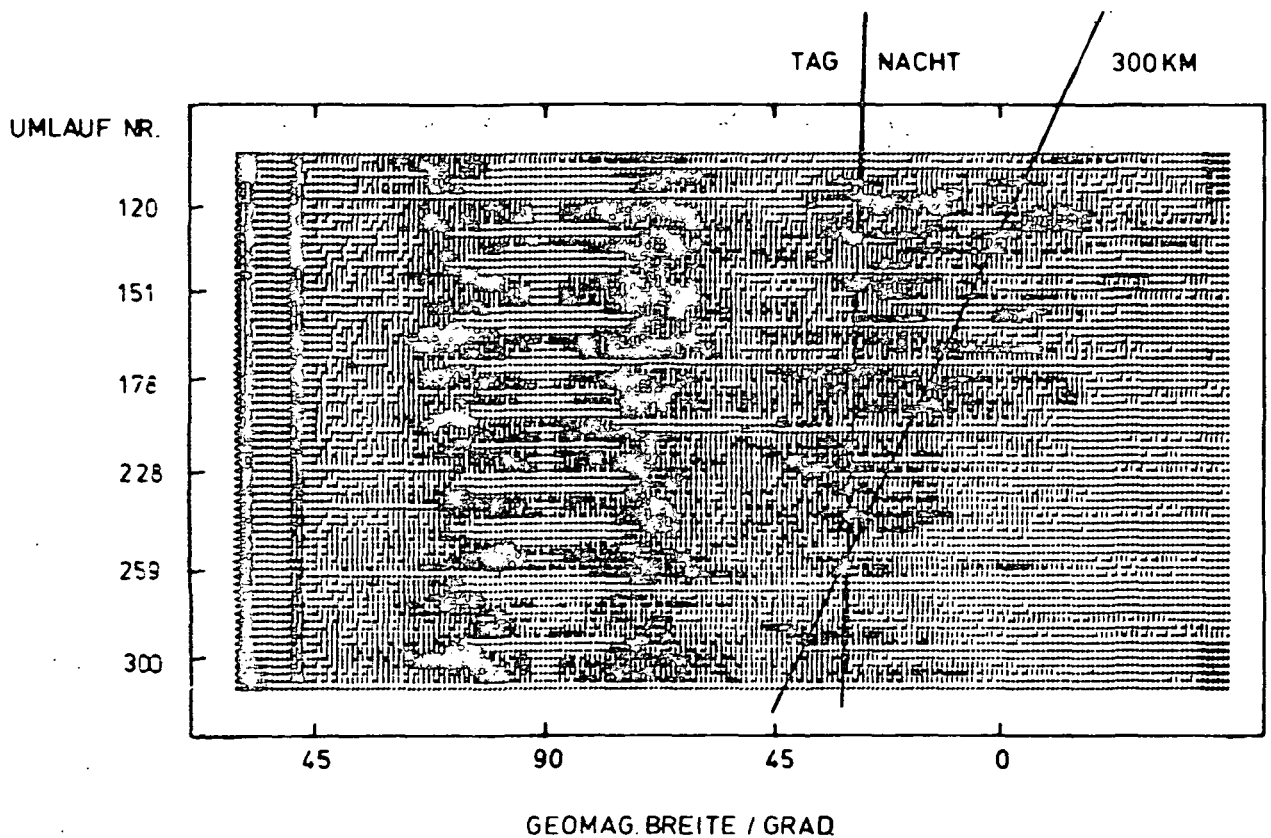


Abb. 118: Digicoder-Übersicht über die Schwankung der Elektronendichte: Mittelwert der zweiten Differenzen von 1° Zellen auf der Nordhalbkugel; links Tagseite, rechts Nachtseite. Die Unterbrechung im Polbereich entspricht der Inklination des Satelliten (auf geomagnetische Koordinaten umgesetzt). Die schräge Linie identifiziert eine Satellitenhöhe von 300 km.

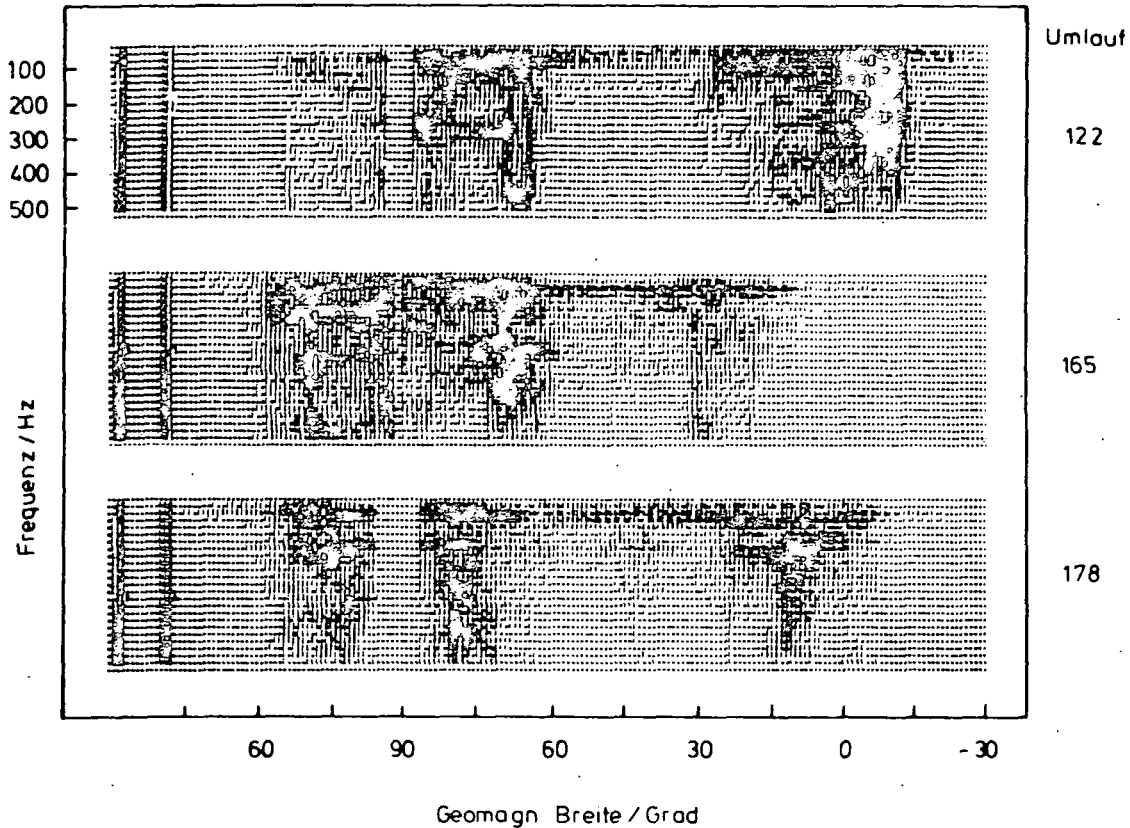


Abb. 119: Digicoder-Darstellung der räumlichen Spektren der örtlichen Elektronendichte für drei Meßorbits (Juli 1974) über der Nordhalbkugel (Tag/Nacht-Grenze siehe Abb. 118). Die Ordinaten laufen entgegengesetzt wie in Abb. 117.

Der Ausbreitungsmechanismus, der diese Fluktuationen kontrolliert, ist sicher der von Schwerewellen. Das ergibt sich aus der räumlichen Wellenlänge. Allerdings dürfte die Anregung verschiedene Ursachen haben. Im Polbereich dürfte korpuskuläre Energiezufuhr dominieren. Im Äquatorbereich dagegen könnten möglicherweise örtliche Plasma-Instabilitäten verantwortlich sein, vielleicht aber auch die Fluktuationen des stratosphärischen 'Jet Stream'.

3.3.2

Die Schwankungen über längere Zeit wurden als statistische Standard-Abweichung in % berechnet. Sie wurden aus der gesamten B-Mission aus etwa 6000 Meßorbits bestimmt, wobei als Ausgangsmaterial der Quotient von aktuellem und geglättetem Verlauf gewählt wurde. Bei der großen Zahl von Orbits wurde, unter Vernachlässigung eines eventuellen Längen-Einflusses, das Material nach geomagnetischer Breite (in 10° -Feldern) und nach Höhe (in 10 km-Feldern) aufbereitet. Eine Darstellung in Polarkoordinaten (Radius für Höhe, Azimuth für Breite) erwies sich als sehr übersichtlich. So ließen sich Schwankungszentren und deren Grenzen gut identifizieren. Große Schwankungen treten wieder in den Polkappen auf, mit einer ziemlich gut definierten Grenze bei etwa $\pm 60^\circ$ geomagnetischer Breite. Prozentual (nicht absolut) sind die Schwankungen auf der Nachtseite erheblich größer. Untersucht wurden Elektronendichte und -Temperatur (MÜNTHER et al., 1978a,b); numerische Filterung wurde angewandt.

3.3.2.1

Typische Ergebnisse für die mit dem Experiment RPA gemessene Elektronen-Dichte zeigt Abb. 120 für Sommer 1974. Die größten Schwankungen traten nachts im Äquatorbereich mit 40% auf. Auch in den Polbereichen sind kräftige Schwankungen zu erkennen. Allerdings war der Beginn der B-Mission besonders stark magnetisch gestört. Solche Ereignisse können nicht als jahreszeitlich typisch angesehen werden. In den anderen Zeitabschnitten sind die Schwankungen in den Polargebieten deutlicher, wie die Abbn. 121 zeigen.

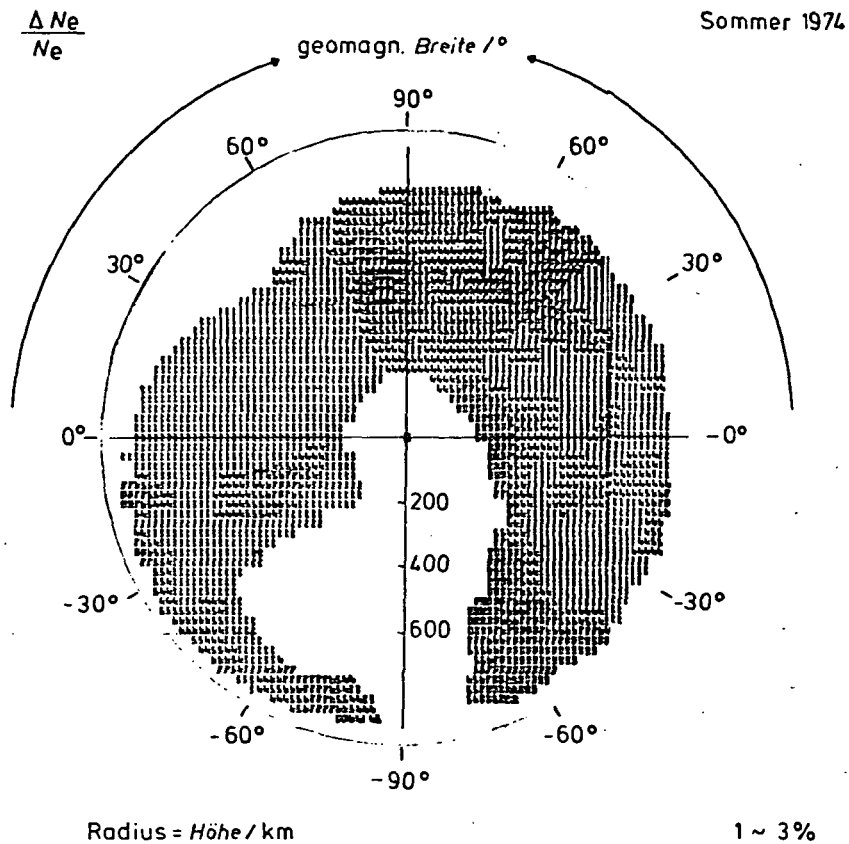


Abb. 120: Standard-Abweichung der Elektronendichte N_e in Einheiten von 3% (Ziffer 5 bedeutet 15%). Koordinaten in der Bahnebene: Höhe = Radius (Innenrand 220 km), geomagnetische Breite = Azimut. Sommer 1974. Auf der linken Seite Tag (15h30...16h30 Ortszeit, außer bei hohen Breiten), rechts Nacht (03h30...04h30).

3.3.2.2

Temperatur-Fluktuationen für 1974/75 zeigen die Abbn. 122. Hier sind die Standard-Abweichungen ziemlich ähnlich. Größtwerte finden sich in den Polkappen. Besonders interessant ist das Verhältnis von Temperatur- und Dichte-Schwankung $N_e \cdot \Delta T_e / T_e \cdot \Delta N_e$ (Abbn. 123). Dunkle Symbole bezeichnen Verhältnisse größer als eins, die hellen Symbole entsprechen geringerer Temperatur- als Dichte-Schwankung. Relativ größere Temperatur-Schwankungen treten verschiedentlich auf.

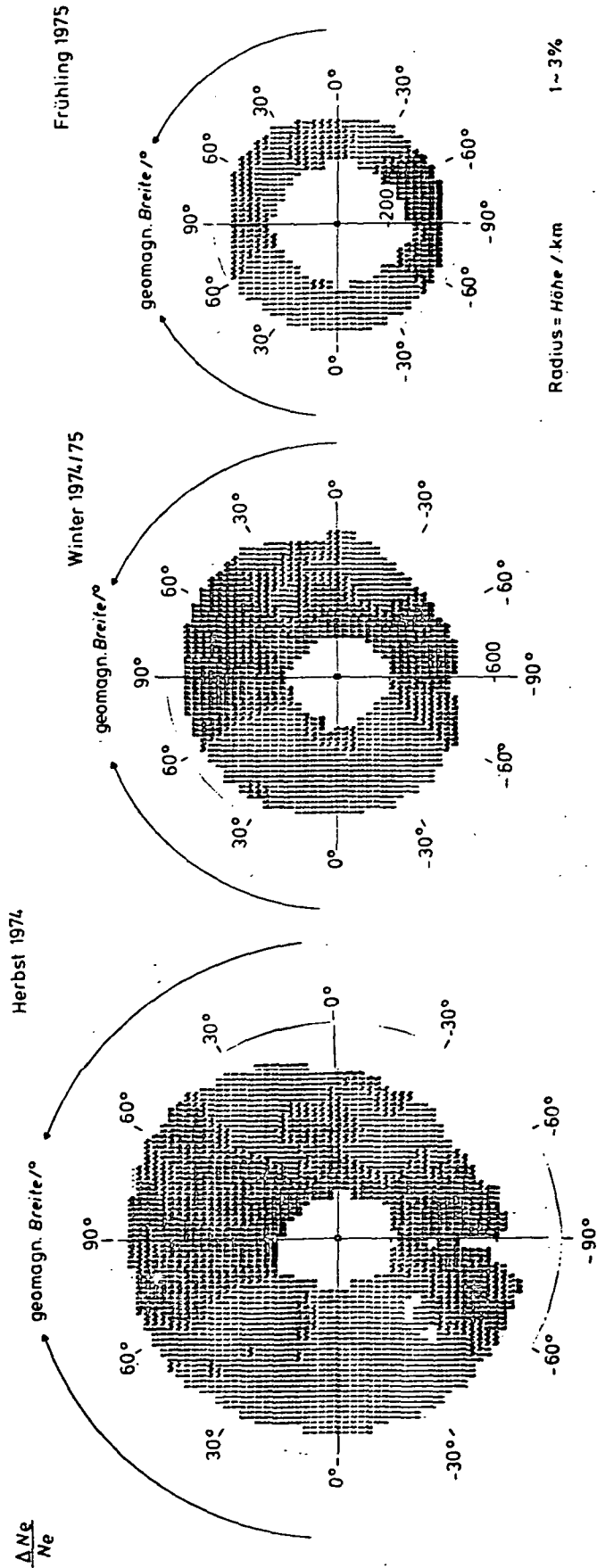


Abb. 121: Standard-Abweichung der Elektronendichte N_e wie Abb. 120 für drei Jahreszeiten (Herbst 1974 bis Frühling 1975). Der abnehmende Außenradius entspricht der Abnahme des Apogäums.

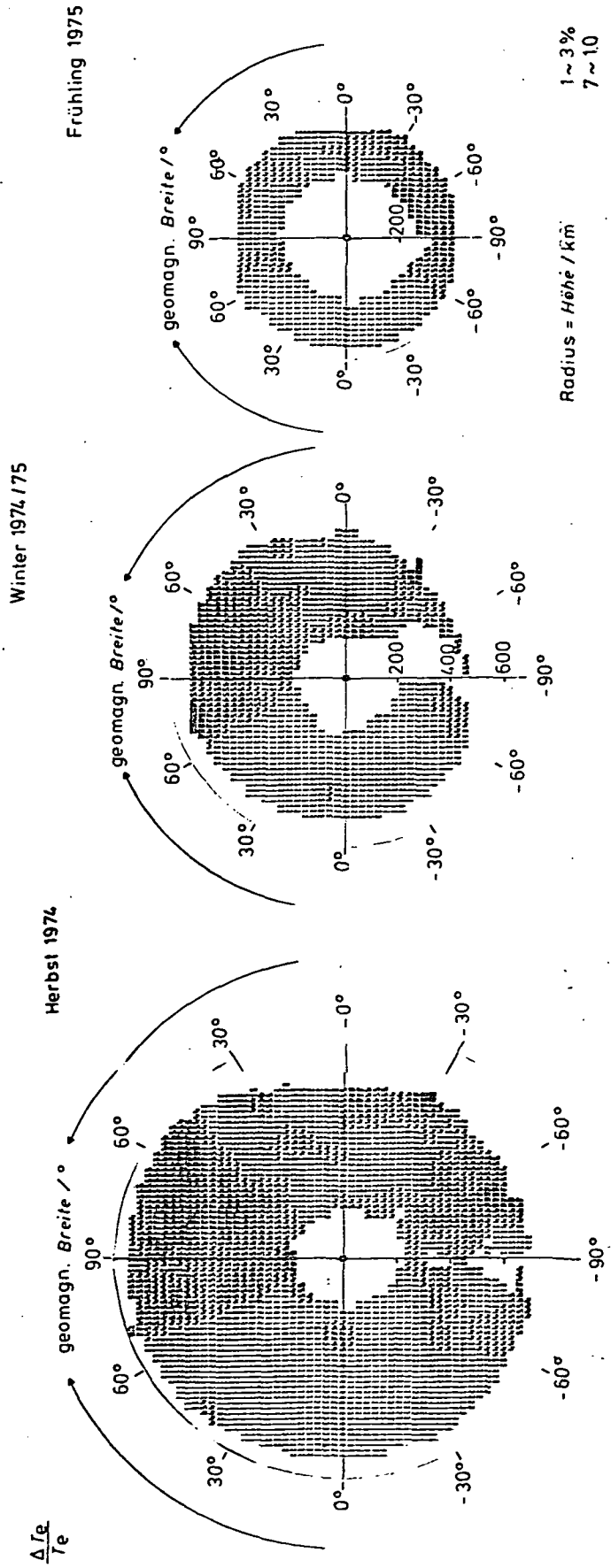


Abb. 122: Standard-Abweichung der Elektronen-Temperatur T_e . Darstellung entsprechend Abb. 121.

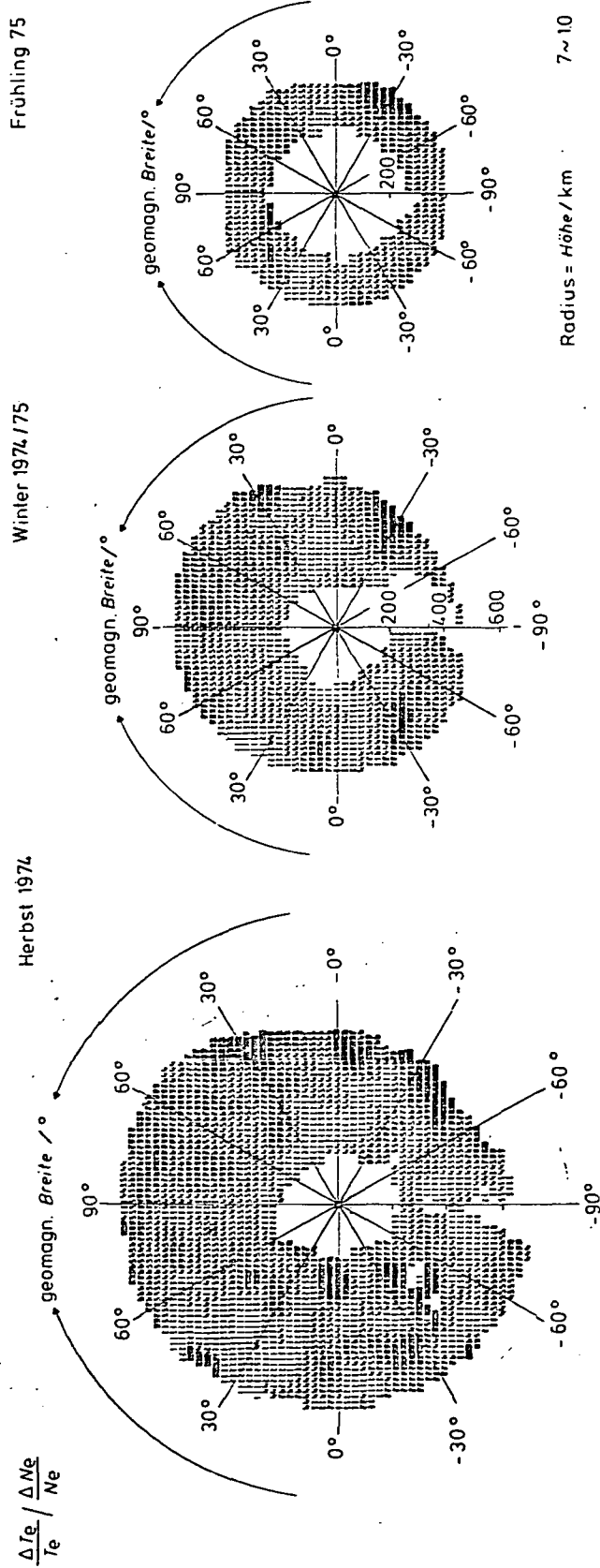


Abb. 123: Verhältnis der Standard-Abweichungen in T_e und N_e , $(\Delta T_e / T_e) / (\Delta N_e / N_e)$. Darstellung wie Abb. 121 und 122.

3.3.2.3

Als Zusammenfassung mag einerseits Abb. 124 dienen, in der über die ganze B-Mission die mittlere Schwankung im untersuchten Höhen- und Breiten-Bereich aufgetragen wurde.

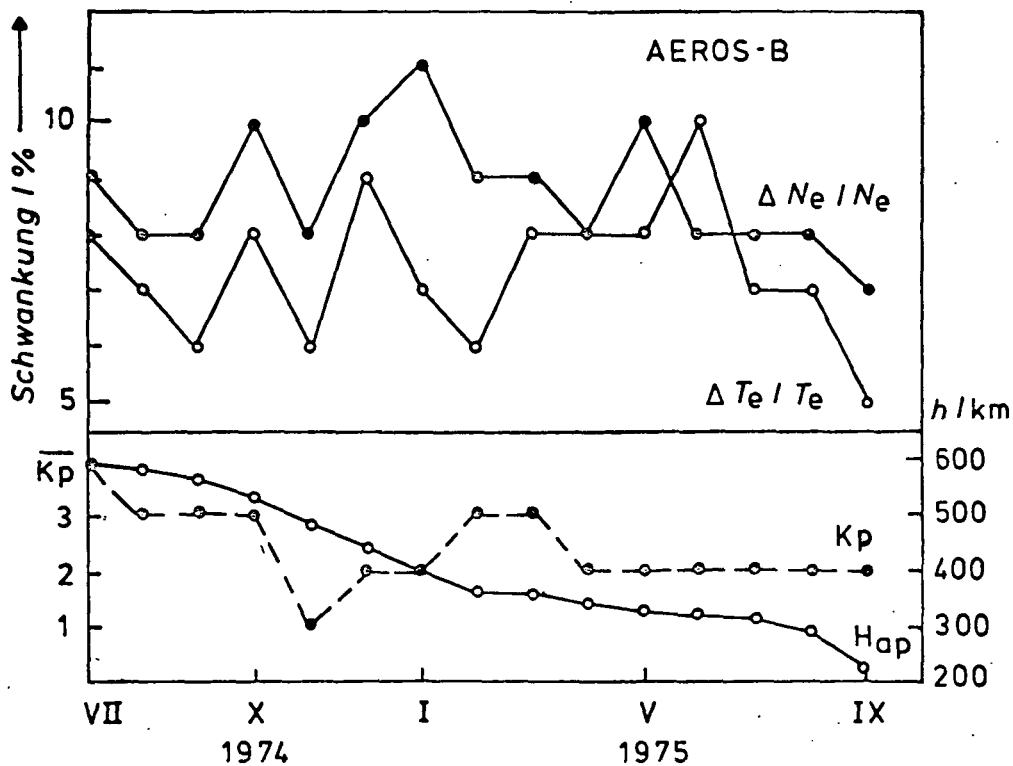


Abb . 124: Über alle Orte und Höhen gemittelte Schwankung von Elektronendichte N_e und -Temperatur T_e während der AEROS-B-Mission 1974/75. K_p ist der mittlere magnetische Index, H_{ap} die Höhe des Satelliten-Apogäums.

Zu beachten ist, daß im Lauf der Mission der Höhenbereich geschrumpft ist wegen der Abnahme der Apogäumshöhe (untere Kurve). Andererseits haben MÜNTHER et al. (1978a) die jahreszeitliche Variation der Temperatur- wie der Dichte-Schwankungen durch die empirische Formel

$$\frac{\Delta X/X}{8} = A + B \sin \left(\frac{2\pi}{12} \left(\frac{t}{\text{Monat}} - C \right) \right)$$

beschrieben. Für die Konstanten bestimmten sie folgende Werte:

		A	B	C
für T_e	Nord	12	4	8
	Süd	14	6	3
für N_e	Nord	15	6	8
	Süd	20	6	3

4.3. 4 Ereignisse

Die erste Aufgabe der AEROS-Mission war es, den Normalzustand der Aeronomie der Ionosphäre zu studieren. Besondere Ereignisse standen deshalb nicht im Vordergrund des Interesses (im Gegensatz zum ersten deutsch-amerikanischen Satelliten AZUR). Einige Ereignisse wurden dennoch untersucht. In Zukunft sind mehr derartige Untersuchungen für die B-Mission vorgesehen im Rahmen der Zusammenarbeit mit anderen Satelliten wie ISIS-2, TAIYO, S3-1 und eventuell INTERKOSMOS 12.

4.3. 4.1 Sonnenaufgang

Ein Satellit in polarer Bahn kreuzt in jedem Umlauf je einmal den Sonnenaufgang und den Untergang. Beim 'bürgerlichen' Sonnenaufgang fällt die Strahlung am Boden streifend ein. Die Schattenfront verläuft flach durch die Atmosphäre, so daß der Erhebungswinkel der Sonne mit wachsender Höhe rasch ansteigt. Anders gesagt: die geographische Position des Sonnenaufgangs im Orbit liegt oft tief im Nachtbereich des Erdbodens. Deshalb sind zur Sonnenaufgangszeit die aeronomischen Verhältnisse alles andere als stabil und ausgeglichen.

Bei der auf feste Ortszeit synchronisierten Bahn von AEROS lagen zudem in der Regel die Sonnenaufgänge bei relativ hoher Breite auf der Nordhalbkugel, die Untergänge entsprechend im Süden. Die in hoher Breite häufig korpuskular gestörten Verhältnisse bedeuten eine weitere Einschränkung der Möglichkeiten.

Interessant wäre jedoch eine Untersuchung mit zwei Satelliten. Einige Vergleiche waren mit den Meßwerten der Elektronentemperatur von TAIYO möglich (SPENNER et al., 1979). Abb. 125 zeigt einige Fälle, wo die Bahnen beider Satelliten vor Sonnenaufgang am Boden eine Quasi-Kreuzung ausführten. Die Höhen waren dabei verschieden, aber nicht zu sehr, da nahe dem Perigäumsbereich von TAIYO (um 320 km). Der jeweilige AEROS-Meßwert wurde mittels des SPENNER-PLUGGE (1979) Modells auf die TAIYO-Höhe umgerechnet, so daß die in der Abb. 125 je durch eine Gerade verbundenen Werte gleicher Höhe entsprechen. Die Abbildung zeigt einen deutlichen Temperatursprung etwa zur Ortszeit 05 h 20, unabhängig davon, ob AEROS oder TAIYO zeitlich vorne lag. Der Übergang von Nacht zu Tag macht also etwa 1000 K in der Elektronentemperatur aus.

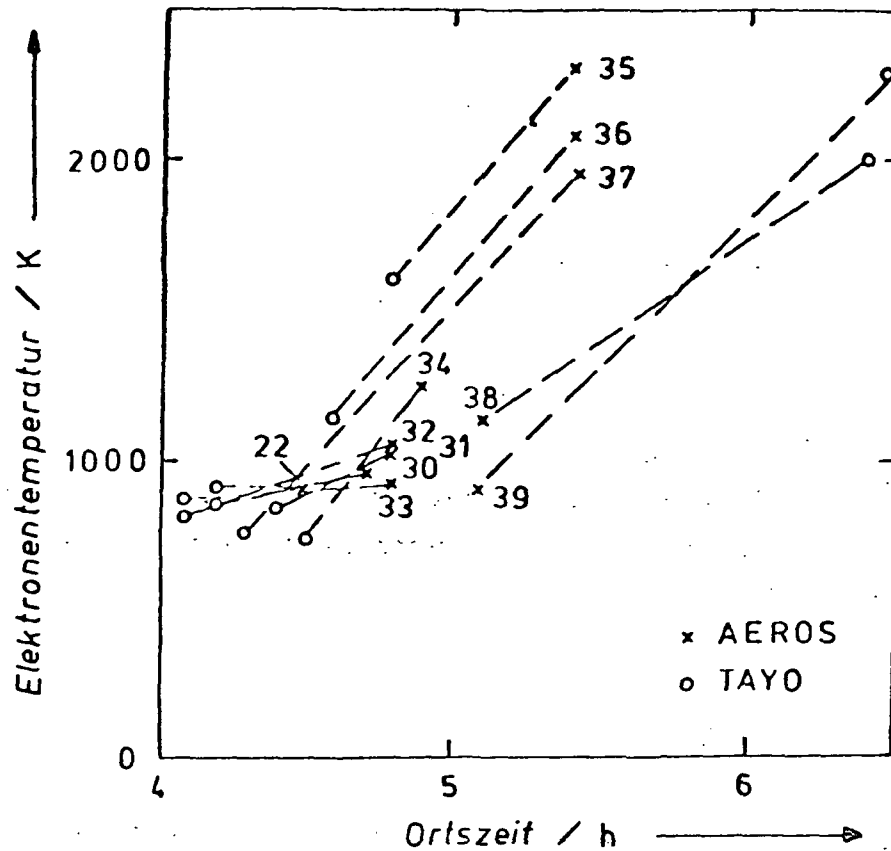


Abb. 125: Sprunghafter Anstieg der Elektronen-Temperatur bei Sonnenaufgang. Zusammengehörige Messungen von TAIYO (Kreise) und AEROS-B (Kreuze) sind jeweils gestrichelt verbunden. Die letzteren wurden auf die TAIYO-Höhe umgerechnet (siehe Text).

4.3. 4.2 Sonnenfinsternis

Eine Sonnenfinsternis ist ein seltenes Ereignis, erst recht wenn man noch fordert, daß ein Satellit gegebener Bahn durch den verdunkelten Bereich fliegen soll. Diese Bedingung war für AEROS-A bei der Finsternis vom 30. Juni 1973 ideal erfüllt. Ein solcher Durchflug wäre aeronomisch

äußerst interessant gewesen, weil die plötzliche 'Abschaltung' der Einstrahlung ein natürliches Experiment darstellt, mit dessen Hilfe Aufschlüsse über die Elektronen-Ionen-Chemie erhalten werden könnten, die anders kaum zugänglich sind.

Leider wurde wegen einer unterbrochenen Nachrichten-Verbindung die gewünschte Umschaltung der Einschaltfolge der Meßorbits nicht zum Satelliten übermittelt. So konnte ein interessantes Experiment nicht ausgeführt werden. Bei der B-Mission gab es überhaupt keine vergleichbare Möglichkeit.

4.3. 4.3 Magnetische Stürme

Gezielte und detaillierte Untersuchungen einzelner magnetischer Stürme wurden bisher nicht ausgeführt. Lediglich wurde bei verschiedenen Untersuchungen der statistische Einfluß des Störungsgrades festgestellt, so z.B. in Abb. 114 auf die Lage des nächtlichen Troges.

Nur der Ablauf der besonders starken magnetischen Störung vom 15./16. September 1974 wurde in seiner Wirkung auf die Lage des Troges im Detail verfolgt (siehe Abb. 113). Dieser Effekt war in der Tat sehr stark: der L-Wert ging für $K_p = 7^+$ auf 2 (statt normal 4) zurück. Das bedeutet: während der Störung trat eine erhebliche Ausdehnung der Polarlichtzone zum Äquator hin ein.

Bei den gerade anlaufenden Vergleichen mit bulgarischen (Böden-) Beobachtungen des Leuchtens des Nachthimmels werden die zuletzt erwähnte und andere Störungen wohl genauer untersucht werden. Ähnliches dürfte sich bei den Vergleichen mit dem japanischen Satelliten TAIYO und dem US-Canada Satelliten ISIS-2 ergeben.

4.3. 5 Integrierte Auswertung

Einige Pilotarbeiten zur 'integrierten Auswertung', einem Hauptziel der AEROS-Missionen überhaupt, sind ausgeführt worden. Für weitere Arbeiten wird einerseits das AEROS-Neutralmodell benötigt, das die spezifischen Verhältnisse während der beiden Missionen genauer beschreiben soll, als andere Modelle es tun. Andererseits sollten vor aufwendigeren Berechnungen die Plasma-Meßdaten in leicht zugänglicher Form, d.h. auf wenigen Bändern vorliegen. Die systematische Umsetzung der verschiedenen Daten auf das dafür konzipierte ATMAT-Format (mit Zeilen zu nur 60 Worten) hat gerade begonnen.

4.3. 5.1 Aeronomische Berechnung der Ionenproduktion

SCHMIDTKE (1979a) hat dafür ein Programm erstellt. Aus einem gegebenen Atmosphären-Modell (OGO-6) und den in 42 passend gewählten Wellenlängenbereichen vom Experiment EUV gemessenen Quantenflüssen wird mit Hilfe einer eigens (aus der neuesten Literatur) erstellten Tabelle der Wirkungsquerschnitte die ionisierende Wirkung der Sonnenstrahlung und ihre Abnahme längs des Strahls berechnet. Da die verschiedenen Ionisierungsprozesse einzeln berücksichtigt werden, erhält man die Primärerzeugung der verschiedenen Ionen und der Photo-Elektronen. Die Berechnung wurde ergänzt um die Wirkung der Stoßionisation der relativ schnellen Photo-Elektronen, die einen zusätzlichen Ionisationsbeitrag von 10...20% liefert. Abb. 126 zeigt das Ergebnis für die primären Produktionsprofile der verschiedenen Ionen. Derartige Berechnungen wurden für sechs ausgewählte Spektren aus der A-Mission durchgeführt. Sie umfassen den ganzen Variationsbereich der solaren Aktivität, wie er während der Mission (1973) auftrat.

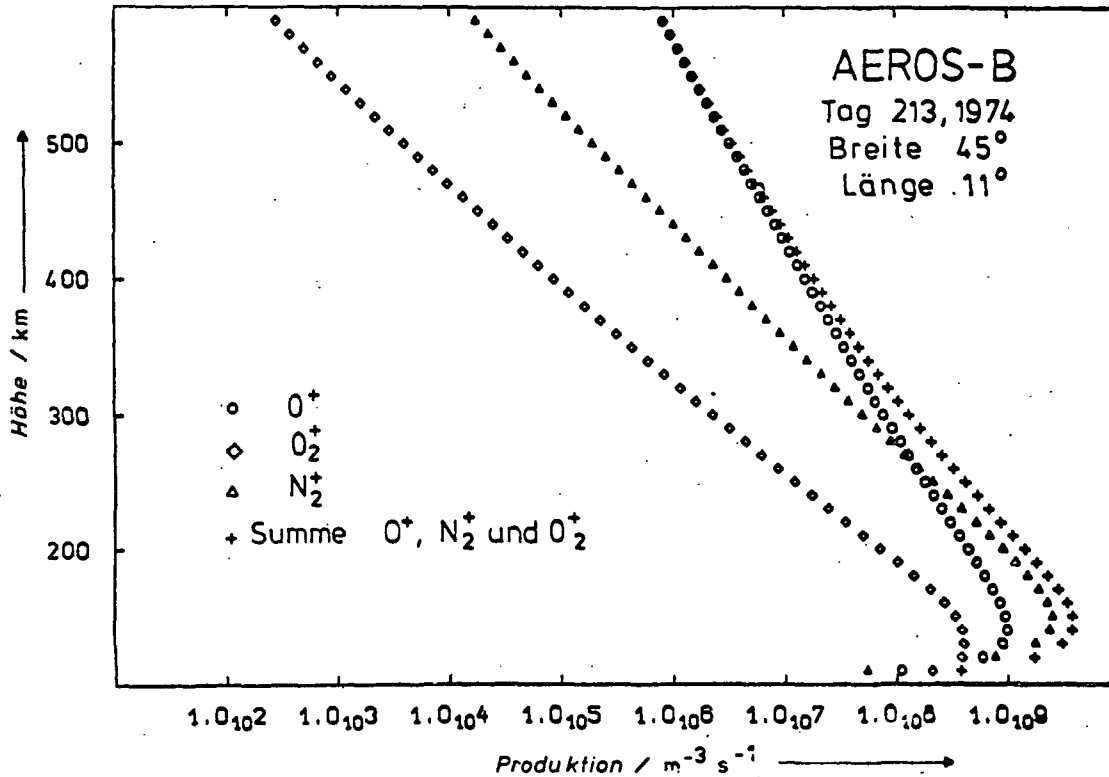


Abb. 126 Berechnete primäre Produktionsraten der wichtigsten Ionen und deren Summe, als Höhenprofile (SCHMIDTKE, 1979a).

Die Produktion ist ein wesentlicher Faktor für verschiedenste aeronomische Probleme. Allerdings hätte es keinen Sinn, ihr Ergebnis, was die Ionen-Zusammensetzung angeht, direkt mit entsprechenden Messungen zu vergleichen. Es ist bekannt, daß vor allem im unteren Höhenbereich die sofort einsetzenden chemischen Umsetzungen eine erhebliche Veränderung der Zusammensetzung herbeiführen.

4.3. 5.2 Bestimmung des Transport-Effekts

Ist die Produktion bekannt, so gibt die Ionenchemie prinzipiell die Möglichkeit, die Ionenumsetzung zu bestimmen. Reaktionen gibt es viele, aber vereinfachte Systeme von Reaktions-Gleichungen dürften im Höhenbereich von AEROS (aber nicht unterhalb davon) ausreichend sein. In einem sehr stark vereinfachten Schema wurde der Verlustterm der Elektronen vereinfacht als proportional zur Elektronendichte und zur Dichte der neutralen Moleküle O_2 und N_2 aufgestellt. Das entspricht der Vorstellung, daß die Geschwindigkeit der Entionisierung im wesentlichen durch die dazu erforderlichen Umladungsprozesse begrenzt ist. In größeren Höhen dürfte diese Annahme zutreffen. Setzt man in der Kontinuitätsgleichung der Elektronen

$$\frac{dN_e}{dt} = P - \beta N_e - \nabla \cdot (\underline{v} N_e)$$

die beiden ersten Terme auf der rechten Seite als bekannt voraus und vernachlässigt man (am Nachmittag) die zeitliche Änderung links, so bleibt nur der Divergenzterm übrig. Unter der Annahme lediglich vertikalen Austausches kann dann aus der Folge der höhenabhängigen Meßwerte der Elektronendichte aus diesem Term die vertikale Transportgeschwindigkeit bestimmt werden.

Für das Verfahren eignen sich nur Bereiche relativ steiler Bahn bei ruhiger Variation der Meßwerte. Eines der berechneten Beispiele zeigt Abb. 127.

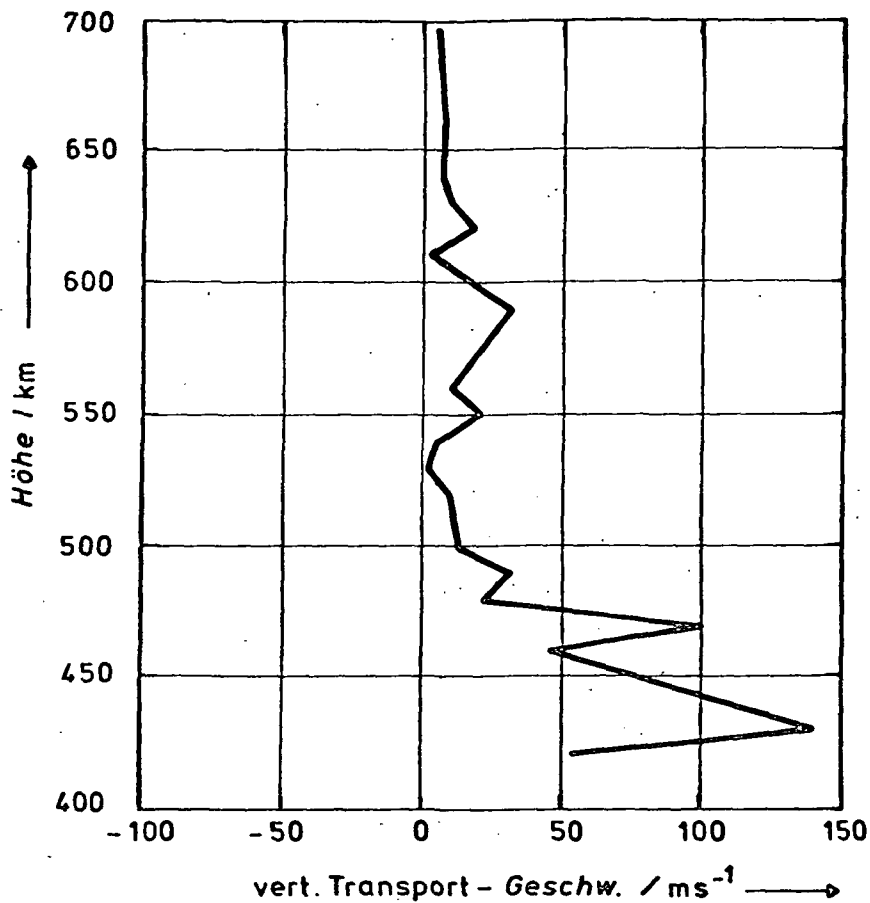


Abb. 127: Vertikales Plasmatransportprofil berechnet aus dem Produktionsprofil und den IP-Beobachtungen der Elektronendichte.

4.3. 5.3 Energiespektren der suprathemischenn Elektronen

Bei der Berechnung der Ionen-Produktion fällt gleichzeitig die Erzeugung von Photo-Elektronen an. Deren Degradation wurde von SCHMIDTKE (unveröffentlicht) ebenfalls berechnet und so ein Energiespektrum für den stationären Fall erhalten. Da das Experiment RPA dieses Spektrum in situ gemessen hat, ist ein direkter Vergleich möglich. Es wurde gezeigt, daß dieser recht gut ausfällt (Abb. 33).

4.3. 5.4 Einfluß von Variationen der Sonnenstrahlung

ROBLE und SCHMIDTKE (1979) stellten sich die Frage, ob die mit AEROS erstmals quantitativ und absolut beobachteten Variationen der solaren EUV-Strahlung ausreichen, um die ebenfalls beobachteten Variationen der Ionosphäre zu erklären. Dazu wurde das sehr vollständige aeronomische Rechenprogramm von STOLARSKI et al. (1975) mit den sechs typischen AEROS-Spektren (siehe Abbn. 34 und 35) 'gefüttert'. Alle anderen Eingaben wurden konstant gehalten. Es ergab sich, daß die im Plasma der Ionosphäre beobachteten Variationen merklich größer als die so berechneten sind. Es müßten also wohl die Veränderungen der neutralen Atmosphäre und die des Energie-Zuflusses durch Korpuskeln einbezogen werden.

Auch wenn die durch das MSIS-Modell (HEDIN et al., 1977a,b) beschriebenen Veränderungen infolge variabler solarer und magnetischer Aktivität einbezogen wurden, ergab sich rechnerisch immer noch eine relativ geringe Variation der Ionen-Produktion (SCHMIDTKE, 1979a). Daraus kann geschlossen werden, daß die beobachteten, erheblichen Veränderungen der Ionen- und Elektronen-Dichte im wesentlichen der Variabilität der Rekombination oder den Transportvorgängen zugeschrieben werden müssen. Da die Rekombination als dissoziative angesehen wird, hängt sie von der relativen Dichte der molekularen (dissoziationsfähigen) Ionen ab, die Transport-Vorgänge dagegen im wesentlichen vom neutralen Wind (wenigstens in mittleren Breiten). Hier ist zu bedenken, daß die von KOHL und KING (1967) zuerst berechneten Windeffekte von einem mittleren Wind ausgehen, während die ionosphärischen Trift-Beobachtungen erhebliche und systematische Veränderungen von Tag zu Tag zeigen. Nach systematischen Untersuchungen von HARNISCHMACHER und RAWER (1979) können diese zu

einem erheblichen Anteil auf soli-lunare Gezeiten zurückgeführt werden. Auf derartige Effekte haben BARTELS (1950) und BURKARD (1951) zuerst hingewiesen.

4.3. 5.5. AEROS Plasma-Daten für internationale Projekte

Bisher sind AEROS-Ergebnisse, die das ionosphärische Plasma betreffen, in zwei internationale Projekte eingegangen.

5.5.1

Bei COSPAR und URSI läuft das Projekt 'Internationale Referenz-Ionosphäre'. Es wird von einem internationalen Steering Committee betreut, Vorsitzender ist K. RAWER. In URSI entspricht dem eine Unterkommission G-4, mit deren Vorsitz RAWER im Herbst 1978 erneut betraut wurde. Bei Erstellung der 'International Reference Ionosphere 1978', bei IPW redigiert und von URSI herausgegeben, sind folgende AEROS-Daten benutzt worden: Elektronen-Temperatur, Ionen-Temperatur, Ionen-Zusammensetzung.

5.5.2

Bei URSI wurde im Herbst 1978 für die Unterkommission G-7, Ionospheric Mapping, E. NESKE zum Vorsitzenden bestimmt. Die Ernennung erfolgte aufgrund der von ihm mit NOOR M. SHEIKH durchgeführten Arbeiten zur Kontrolle und Korrektur des CCIR-Programms für die Gipfelparameter der F2-Schicht (vgl. dazu 3.1). Die Arbeiten der neuen Unterkommission sind gerade erst angelaufen.

LITERATURVERZEICHNIS

(*Arbeiten, die ganz oder teilweise auf AEROS-Messungen beruhen)

AVERY, C.P., Theoretical and mathematical details of the analysis of the mass spectrometer source, Thesis, Univ. of Minnesota, 1964

BARLIER, F., C. BERGER, J.L. FALIN, G. KOCKARTS und G. THUILLIER, A thermospheric model based on satellite drag data, Ann. Géophys., 34, 9, 1978

BARTELS, J., Ber. Dtsch. Wetterdienstes US-Zone, No. 12, 20, 1950

BEDO, D. und H.E. HINTEREGGER, Collimating grating monochromators for the vacuum ultraviolet, Japan J. Appl. Phys., 4, Suppl. 1, 473, 1965

BENT, R.B. und S.K. LLEWELLYN, Description of the 1965-1971 ionospheric model in the definitive orbit determination system (DODS), Melbourne (Fa), U.S.A.: DBA Systems, 1970

BILITZA, D., M. NOOR SHEIKH und R. EYFRIG, A global model for the height of the F2-peak using M3000 values from the CCIR numerical map, Telecomm. J., 46, 549, 1979

BLAMONT, J.E., J.M. LUTON und J.S. NISBET, Global temperature distribution from OGO-6 6300 Å airglow measurements, Radio Sci., 9, 247, 1974

BOOKER, G.H. und E.K. SMITH, A comparative study of ionospheric measurement techniques, J. Atmos. Terr. Phys., 32, 467, 1970

BOWEN, P.J., J.A. BOWLES, W.M. GLENCROSS, R.J. SPEER, A.F. TIMOTHY, J.G. TIMOTHY und A.P. WILLMORE, A grazing incidence monochromator for satellite studies of the solar He II Lyman-alpha line at 303.8 Å, Appl. Optics, 10, 28, 1971

BRACE, L.H. und R.F. THEIS, The behavior of the plasmopause at mid-latitudes: Isis 1 Langmuir probe measurements, J. Geophys. Res., 79, 1871, 1974

BRADLEY, P.A. und J.R. DUDENEY, A simple model of the vertical distribution of electron concentration in the ionosphere, J. Atmos. Terr. Phys., 35, 2131, 1973

BURKARD, O., Studie zum ionosphärischen Gezeiteneffekt, J. Atmos. Terr. Phys., 1, 349, 1951

CARLSON, H.C. und J. SAYERS, Discrepancy in the electron temperatures deduced from incoherent scatter radars, J. Geophys. Res., 75, 4883, 1970

CARTER, V.L., B.K. CHING und D.D. ELLIOTT, Atmospheric density above 158 kilometers inferred from magnetron and drag data from the satellite OV 1-15 (1968-059 A), J. Geophys. Res., 74, 5083, 1969

C.C.I.R. (Comité Consultatif International des Radiocommunications), Atlas of ionospheric characteristics, Report 340, Genève: U.I.T., 1967

CHAMPION, K.S.W., F.A. MARCOS und R.A. SCHWEINFURTH, Measurements by the low altitude density satellite OV 1-16, Space Res., X, 459, 1970

CHAMPION, K.S.W. und F.A. MARCOS, Lower thermosphere density variations determined from accelerometers on the Cannon Ball 2 satellite, Space Res., XIII, 229, 1973

- *CHANDRA, S. und N.W. SPENCER, Exospheric temperature inferred from the AEROS-A neutral composition measurement, J. Geophys. Res., 80, 3615, 1975
- *CHANDRA, S. und N.W. SPENCER, Thermospheric storms and related ionospheric effects, J. Geophys. Res., 81, 5018, 1976
- *CHANDRA, S., N.W. SPENCER, D. KRANKOWSKY und P. LÄMMERZAHN, A comparison of measured and inferred temperatures from AEROS-B, Geophys. Res. Lett., 3, 718, 1976
- *CHANDRA, S., D. KRANKOWSKY, P. LÄMMERZAHN und N.W. SPENCER, Auroral origin of medium scale gravity waves in neutral composition and temperature, J. Geophys. Res., 84, 1891, 1979
- CHING, B.K. und Y.T. CHIU, A phenomenological model of global ionospheric electron density in the E-, F1- and F2-regions, J. Atmos. Terr. Phys., 35, 1615, 1973
- CHUNG, P.M., L. TALBOT und K.J. TOURYAN, Electric probes in stationary and flowing plasmas: theory and applications, Springer-Verlag, Berlin, 1975
- CIRA 1972, COSPAR International Reference Atmosphere, Akademie-Verlag, Berlin, 1972
- COOK, G.E., Drag coefficients of spherical satellites, Ann. Géophys., 22, 53, 1966
- CUSHMAN, G.W., L. FARWELL, G. GODDEN und W.A. RENSE, Solar line profiles of He I 584 Å and He II 304 Å, J. Geophys. Res., 80, 482, 1975

DALGARNO, A., W.B. HANSON, N.W. SPENCER und E.R. SCHMERLING, The Atmosphere Explorer mission, Radio Sci., 8, 263, 1973

DANILOV, A.D. und V.K. SEMONOV, Relative ion composition model at mid-latitudes, J. Atmos. Terr. Phys., 40, 1093, 1978

*DELABOUDINIÈRE, J.P., R.F. DONNELLY, H.E. HINTEREGGER, G. SCHMIDTKE und P.C. SIMON, Intercomparison/compilation of relevant solar flux data related to aeronomy (solar cycle 20), COSPAR Technique Manual No. 7, 1978

DONLEY, J.L., Experimental evidence for a low ion transition altitude in the upper night-time ionosphere, J. Geophys. Res., 68, 2058, 1963

DONLEY, J.L., The thermal ion and electron trap experiments on the Explorer 31 satellite, Proc. IEEE, 57, 1061, 1969

*DUMBS, A., R. KIST, E. NESKE und K. SPENNER, Die Plasma-diagnoseexperimente des Satelliten AEROS, Raumfahrtforschung, 17, 58, 1973

*DUMBS, A., W. LOTZE, J. SLAVIK, K. SPENNER und H. WOLF, AEROS Gegenspannungsanalysator und erste Ergebnisse, Raumfahrtforschung, 18, 107, 1974

*DUMBS, A., J. SLAVIK und K. SPENNER, Ion composition and temperature distribution from AEROS-B, Space Res., XVIII, 233, 1978

*DUMBS, A., G. EMMENEGGER, R. KIST, D. KLUMPAR, E. NESKE, J. SLAVIK, K. SPENNER und H. WOLF, Results from the plasma experiments on AEROS, J. Geomag. Geoelectr., 31. Suppl., S125, 1979

- ENGBRETSON, M.J., K. MAUERSBERGER, D.C. KAYSER, W.E. POTTER und A.O. NIER, Empirical model of atomic nitrogen in the upper thermosphere, J. Geophys. Res., 82, 461, 1977
- EYFRIG, R., Le déclinaison magnétique influence le comportement de la couche F2, C.R. Acad. Sci. Paris, 254, 534, 1962
- EYFRIG, R., Eine Bemerkung zur Bradley-Dudeney'schen Modell-Ionosphäre, Kleinheubacher Ber., 17, 199, 1973
- *FRAMKE, W., Dichtemessungen in der Hochatmosphäre mit dem Satelliten AEROS-A, Diplomarbeit, Univ. Bonn, 1977
- GAPOSCHKIN, E.M., Differential orbit improvement (DOI-3), Smithson. Astrophys. Obs. Spec. Rep. No. 161, Cambridge, Mass., 1964
- HALL, L.A. und H.E. HINTEREGGER, Solar radiation in the extreme ultraviolet and its variation with solar rotation, J. Geophys. Res., 75, 6959, 1970
- HANSON, W.B. und D.D. McKIBBIN, Ion trap measurements of ion concentration profile, J. Geophys. Res., 66, 1667, 1961
- HANSON, W.B., L.H. BRACE und J.P. McCLURE, Conflicting electron temperature in the upper F-region, J. Geophys. Res., 74, 400, 1969
- HANSON, W.B., S. SANATANI, D. ZUCCARO und T.W. FLOWERDAY, Plasma measurements with the retarding potential analyser on Ogo 6, J. Geophys. Res., 75, 5483, 1970
- HARNISCHMACHER, E. und K. RAWER, Lunar tides in f_oF_2 , Riv. Italiana Geofisica e Sci. Affi., V, 105, 1979

HEDIN, A.E., C.P. AVERY und C.D. TSCHETTER, An analysis of spin modulation effects on data obtained with a rocket-borne mass spectrometer, J. Geophys. Res., 69, 4637, 1964

HEDIN, A.E., H.G. MAYR, C.A. REBER, N.W. SPENCER und G.R. CARIGNAN, Empirical model of global thermospheric temperature and composition based on data from the OGO-6 quadrupole mass spectrometer, J. Geophys. Res., 79, 215, 1974

*HEDIN, A.E., J.E. SALAH, J.V. EVANS, C.A. REBER, G.P. NEWTON, N.W. SPENCER, D.C. KAYSER, D. ALCAYDE, P. BAUER, L. COGGER und J.P. McCLURE, A global thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data - MSIS 1. N₂ density and temperature, J. Geophys. Res., 82, 2139, 1977a

*HEDIN, A.E., C.A. REBER, G.P. NEWTON, N.W. SPENCER, H.C. BRINTON, H.G. MAYR und W.E. POTTER, A global thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data - MSIS 2. Composition, J. Geophys. Res., 82, 2148, 1977b

*HEIDINGER, F. und G. SCHMIDTKE, Langzeitliche Veränderungen der Ausbeute in Elektronenvervielfachern, Z. Flugwiss. Weltraumforsch., 3, 320, 1979

HEROUX, L., M. COHEN und J.E. HIGGINS, Electron densities between 110 and 300 km derived from solar EUV fluxes of August 23, 1972, J. Geophys. Res., 79, 5237, 1974

HIGGINS, J.E., The solar EUV flux between 230 and 1220 Å on November 9, 1971, J. Geophys. Res., 81, 1301, 1976

HINES, C.O., Internal atmospheric gravity waves at ionospheric height, Can. J. Phys., 38, 1441, 1960

HINTEREGGER, H.E., Combined retarding potential analysis of photoelectrons and environmental charged particles up to 234 km, Space Res., I, 304, 1960

HINTEREGGER, H.E., L.A. HALL und G. SCHMIDTKE, Solar XUV radiation and neutral particle distribution in July 1963 thermosphere, Space Res., V, 1175, 1965

HINTEREGGER, H.E., The extreme ultraviolet solar spectrum and its variation during a solar cycle, Ann. Geophys., 26, 547, 1970

HINTEREGGER, H.E., Measurements of solar flux intensities below about 2000 Å, J. Atmos. Terr. Phys., 38, 791, 1976

HINTEREGGER, H.E., EUV variation during end of solar cycle 20 and beginning cycle 21, observed from AE-C satellite, Geophys. Res. Lett., 4, 231, 1977

IRI, 1978: siehe RAWER et al., 1978c

JACCHIA, L.G. und J. SLOWEY, Accurate drag determinations for eight artificial satellites; atmospheric densities and temperatures, Smithson. Contr. Astrophys., 8, 1, 1963

JACCHIA, L.G., Revised static models of the thermosphere and exosphere with empirical temperature profiles, Spec. Rep. 332, Smithson. Astrophys. Observatory, Cambridge, MA, 1971

JACCHIA, L.G., Thermospheric temperature, density, and composition: new models, Spec. Rep. 375, Smithson. Astrophys. Observatory, Cambridge, MA, 1977

*JOOS, W., Die globale Verteilung von atmosphärischem atomarem Stickstoff aus den Messungen des Neutralgas- und Ionenmassenspektrometers auf AEROS-B, Dissertation, Univ. Heidelberg, 1977

*JUNG, M., Anpassung des CIRA-72 Thermosphärenmodells an die N_2 - und O-Messungen des AEROS-A Massenspektrometers NIMS, Diplom-Arbeit, Univ. Bonn, 1977

*KNOLL, G., K. HOLZER und G. SCHMIDTKE, Spatial shift of the South Atlantic anomaly, J. Geophys. Res., 82, 5281, 1977

KNUDSEN, W.C., Evaluation and demonstration of the use of retarding potential analyzers for measuring several ionospheric quantities, J. Geophys. Res., 71, 4669, 1966

KNUDSEN, W.C. und G.W. SHARP, Ion temperature around a dawn-dusk-auroral zone satellite, J. Geophys. Res., 72, 1061, 1967

KOHL, H. und J.W. KING, Atmospheric winds between 100 and 700 km and their effects on the ionosphere, J. Atmos. Terr. Phys., 29, 1045, 1967

*KÖHNLEIN, W., D. KRANKOWSKY und H. VOLLAND, AEROS-A: A thermospheric model of O and N_2 , Kleinheubacher Ber., 19, 539, 1976

KÖHNLEIN, W. und W.J. RAITT, ESRO-4: An electron density model of the F2 layer for quiet solar conditions, Space Res., XVII, 439, 1977

*KÖHNLEIN, W. und D. KRANKOWSKY, AEROS-B: Annual variations of He, N, O, N_2 , and Ar during low solar activity at 4 and 16 hrs local time, Space Res., XIX, 251, 1979

*KÖHNLEIN, W., D. KRANKOWSKY, P. LÄMMERZahl und H. VOLLAND, Annual variations of He, N, O, N_2 , and Ar as derived from mass spectrometer data of AEROS-A and AEROS-B, J. Geomag. Geoelectr., 31, Suppl., S85, 1979a

- *KÖHNLEIN, W., D. KRANKOWSKY, P. LÄMMERZahl, W. JOOS und H. VOLLAND, A thermospheric model of the annual variations of He, N, O, N₂, and Ar from the AEROS NIMS data, J. Geophys. Res., 84, 4355, 1979b
- *KRANKOWSKY, D., P. LÄMMERZahl, F. BONNER und H. WIEDER, The AEROS neutral and ion mass-spectrometer, J. Geophys., 40, 601, 1974
- *KRANKOWSKY, D. und W. JOOS, Mass spectrometric measurements of atomic nitrogen in the thermosphere, EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 58, 457, 1977
- *LAKE, L.R. und D. KRANKOWSKY, Influence of surface recombination in satellite atomic oxygen measurements inferred from the AEROS-A mass spectrometer, Geophys. Res. Lett., 2, 545, 1975
- *LÄMMERZahl, P. und S.J. BAUER, The AEROS mission, J. Geophys., 40, 571, 1974
- *LÄMMERZahl, P., K. RAWER und G. SCHMIDTKE, The AEROS satellites: data basis and integrated analysis, J. Geomag. Geoelectr., 31, Suppl., 59, 1979
- LEGGE, H., Drag and heat transfer measurements of sharp cones at different wall temperatures in the transition and free molecule flow regime, Deutsche Luft- und Raumfahrt DLR-FB, 77-13, 1977
- MAUERSBERGER, K., J.M. ENGBRETSON, W.E. POTTER, D.C. KAYSER und A.O. NIER, Atomic nitrogen measurements in the upper atmosphere, Geophys. Res. Lett., 2, 337, 1975
- MAYR, H.G. und H. VOLLAND, Magnetic storm characteristics of the thermosphere, J. Geophys. Res., 78, 2251, 1973

MOE, K., Density and composition of the lower thermosphere,
J. Geophys. Res., 78, 1633, 1977

*MÜNTHER, C. und K. SPENNER, Die Bestimmung mittlerer Elektro-
nendichte-Profile aus AEROS-A-Daten, Kleinheubacher Ber., 18,
321, 1975a

*MÜNTHER, C. und K. SPENNER, Determination of total electron
content by combination of ionosonde and satellite data, Proceed-
ings on the Beacon Satellite Investigation of the Ionosphere
Structure, Vol. 1, 127, Moskau, 1975b

*MÜNTHER, C., E. NESKE und W. LOTZE, Fluktuationen der
Elektronendichte gemessen mit der Impedanzsonde des AEROS-B,
Kleinheubacher Ber., 19, 563, 1976

*MÜNTHER, C., Die Datenverarbeitung von AEROS-Messungen,
Kleinheubacher Ber., 21, 195, 1978

*MÜNTHER, C., K. SPENNER und E. NESKE, Global distribution of
electron temperature and density fluctuations measured by
AEROS-B, Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics, 11, 141, 1978a

*NESKE, E. und R. KIST, Impedance probe. The AEROS-B electron
density experiment, J. Geophys., 40, 593, 1974

*NESKE, E. und H. THIEMANN, Einwirkung von Bodensendern auf
das Satellitenexperiment "Impedanzsonde", Z. Flugwiss. Welt-
raumforsch., 1, 292, 1977

*NESKE, E., High latitude structures in ionospheric plasma,
Space Res., XVIII, 237, 1978

*NESKE, E., H. OYA, T. TAKAHASHI und H. WOLF, Analysis of
electron density for TAIYO/AEROS-B encounters, J. Geomag.
Goelectr., 31, Suppl., S31, 1979

NIER, A.O., W.E. POTTER, D.R. HICKMAN und K. MAUERSBERGER,
The open-source neutral-mass spectrometer on Atmosphere
Explorer-C, -D, and -E, Radio Sci., 8, 271, 1973

NOOR SHEIKH, M., Introduction of satellite data into F2 layer
models, Dissertation, Univ. Freiburg, 1978

*NOOR SHEIKH, M., E. NESKE, K. RAWER und C. REBSTOCK,
Comparison of peak electron densities of the F2 layer derived
from in-situ measurements with CCIR predictions, Telecomm. J.,
45, 225, 1978

*NOOR SHEIKH, M., K. RAWER und E. NESKE, Electron density in
the South Atlantic anomaly region, J. Geophys., 45, 113, 1979

*NOOR SHEIKH, M., Comparison of AEROS data with the CCIR
model, IPW-W.B.10, Fraunhofer-Institut für physikalische
Weltraumforschung, Freiburg, 1979

OYA, H. und A. MORIOKA, Instrumentation and observations of
gyro-plasma probe installed on TAIYO for measurement of iono-
spheric plasma parameters and low energy particle effects,
J. Geomag. Geoelectr., 27, 331, 1975

PHILBRICK, C.R., Recent satellite measurements of upper atmo-
spheric composition, Space Res., XVI, 289, 1976

*RAWER, B., K. RAWER, G. SCHMIDTKE und C. MÜNTHER, AEROS-A
atomic oxygen profiles compared with the OGO 6 model, Space
Res., XVI, 251, 1976

RAWER, K., Comparaison des résultats de mesures de l'absorption
effectuées par deux stations européennes, J. Atmos. Terr.
Phys., 2, 38, 1951

- RAWER, K., Propagation of decameter waves (HF band) in: Désirant und Michiels (Hsgb.), Meteorological and Astronomical Influences on Radio Wave Propagation, Pergamon Press, Oxford, 221, 1963
- *RAWER, K., Some results of the AEROS satellite missions, Space Res., XVI, 211, 1976
- *RAWER, K., C. REBSTOCK, M. NOOR SHEIKH, D. BILITZA und E. NESKE, World-wide description of ionospheric topside electron density, Space Res., XVIII, 229, 1978a
- *RAWER, K., W. WALKER und G. SCHMIDTKE, Fitting of CIRA profiles with EUV absorption measurements in the terrestrial atmosphere, Space Res., XVIII, 225, 1978b
- *RAWER, K., S. RAMAKRISHNAN und D. BILITZA, International Reference Ionosphere 1978, Union Radioscientifique Internationale, Brüssel, 1978c
- *RAWER, K., G. EMMENEGGER und G. SCHMIDTKE, Some features of EUV solar activity indices, Space Res., XIX, 199, 1979
- *RICHTER, E., Bestimmung und Untersuchung des aerodynamischen Dragkoeffizienten eines spin-stabilisierten zylinderähnlichen Satelliten, Diplomarbeit, Univ. Bonn, 1976
- *ROBLE, R.G. und G. SCHMIDTKE, Calculated ionospheric variations due to changes in the solar EUV flux measured by the AEROS spacecraft, J. Atmos. Terr. Phys., 41, 153, 1979
- ROEMER, M., Die Dichte der Höchatmosphäre und ihre Variationen während der Phase abklingender Sonnenaktivität 1958-1962, Veröff. Univ. Sternwarte Bonn Nr. 68, 1963

- ROEMER, M., Structure of the thermosphere and its variations, Ann. Géophys., 25, 419, 1969
- ROEMER, M., Geomagnetic activity effect on atmospheric density in the 250 to 800 km altitude region, Space Res., XI, 965, 1971
- *ROEMER, M. und C. WULF-MATHIES, Atmospheric drag analysis with the AEROS satellite, J. Geophys., 40, 625, 1974
- *ROEMER, M. und D. KRANKOWSKY, Total gas density near 230 km from orbital drag and mass spectrometer measurements aboard the AEROS satellite, Space Res., XVI, 259, 1976
- *ROEMER, M., W. FRAMKE, D. KRANKOWSKY und N.W. SPENCER, Gas densities near 230 km from orbital drag and mass spectrometer measurements - A comparison, Space Res., XIX, 247, 1979a
- *ROEMER, M., W. FRAMKE, D. KRANKOWSKY und N.W. SPENCER, Comparison of atmospheric density data from mass spectrometers and atmospheric drag on the AEROS satellites, J. Geomag. Geoelectr., 31, Suppl., S71, 1979b
- *ROEMER, M., E. RICHTER und J.W. SLOWEY, Atmospheric drag analysis with the AEROS satellites, J. Geomag. Geoelectr., 31, Suppl., S63, 1979c
- *RÜHLE, G., Entwicklung eines Ionensammelmodells zur Auswertung der Ionenmessungen des Massenspektrometers auf dem Aeronomiesatelliten AEROS-B, Dissertation, Univ. Heidelberg, 1976
- RYCROFT, M.J. und J.O. THOMAS, The magnetospheric plasmopause and the electron density trough at the Alouette 1 orbit, Planet. Space Sci., 18, 65, 1970
- SAUER, R. und I. SZABO, Mathematische Hilfsmittel des Ingenieurs III, 265, Springer-Verlag, Berlin, 1968

SCHÄFER, D. und C. WULF-MATHIES, Atmospheric densities at a height of 275 km derived from drag data of Explorer 32, Ann. Géophys., 25, 471, 1969

SCHMIDTKE, G., Soller-Blendensysteme als Kollimatoren und Beugungsfilter, Z. angew. Phys., 25, 314, 1968

SCHMIDTKE, G., Diffraction filters in XUV spectroscopy, Appl. Opt., 9, 447, 1970

*SCHMIDTKE, G., AEROS-Programm zur Erforschung der oberen Atmosphäre, Umschau, 73, 624, 1973

*SCHMIDTKE, G., K. SCHMIDT und C. REBSTOCK, Modellrechnungen und -messungen zum AEROS-EUV-Spektrometer, BMFT - FB, W 73-20, 1973

*SCHMIDTKE, G., Das EUV-Spektrometer, ein optisches Experiment mit Komplikationen und Zusatzinformationen für das System AEROS, Raumfahrtforschung, 3, 112, 1974

*SCHMIDTKE, G., W. SCHWEIZER und M. KNOTHE, The AEROS-EUV spectrometer, J. Geophys., 40, 577, 1974a

*SCHMIDTKE, G., K. RAWER, Th. FISCHER und W. LOTZE, Atomic oxygen profiles determined by EUV absorption analysis, Space Res., XIV, 169, 1974b

*SCHMIDTKE, G., Phase lag of atomic oxygen density increase in the thermosphere, J. Geophys. Res., 80, 1367, 1975

*SCHMIDTKE, G., M. KNOTHE und F. HEIDINGER, Magnetic electron multipliers: efficiency changes, Appl. Opt., 14, 1645, 1975a

- *SCHMIDTKE, G., C. MÜNTHER und K. RAWER, Variations of atomic oxygen densities in the thermosphere, Space Res., XV, 221, 1975b
- *SCHMIDTKE, G., K. RAWER, W. FISCHER und C. REBSTOCK, Absolute EUV photon fluxes of aeronomie interest, Space Res., XV, 345, 1975c
- *SCHMIDTKE, G., EUV indices for solar-terrestrial relations, Geophys. Res. Lett., 3, 573, 1976a
- *SCHMIDTKE, G., Solar XUV measurements with in-flight calibration needed for aeronomy, Space Res., XVI, 229, 1976b
- *SCHMIDTKE, G., EUV-visual measurements from Spacelab, in: "Atmospheric Physics from Spacelab" (eds. J.J. Burger, A. Pedersen, B. Battrick), 357, Reidel Publ. Co., Dordrecht, 1976c
- *SCHMIDTKE, G., K. RAWER, H. BOTZEK, D. NORBERT und K. HOLZER, Solar EUV photon fluxes measured aboard AEROS-A, J. Geophys. Res., 82, 2423, 1977
- *SCHMIDTKE, G., Daily solar EUV intensities obtained during the AEROS-A mission, IPW - W.B.3, Inst. f. Physikal. Weltraumforschung der FhG, Freiburg, 1978a
- *SCHMIDTKE, G., Today's knowledge of the solar EUV output and the future needs for more accurate measurements for aeronomy, Planet. Space Sci., 26, 347, 1978b
- *SCHMIDTKE, G., Change of primary ion-electron production rates with solar EUV flux, Ann. Géophys., 35, 141, 1979a
- *SCHMIDTKE, G., Variability of solar ultra-violet flux and its significance to models of the neutral upper atmosphere, Space Res., XIX, 193, 1979b

*SCHMIDTKE, G., The AEROS EUV measurements, J. Geomag. Geoelectr., 31, Suppl., S81, 1979c

*SENZLOBER, O., Vergleich der Sauerstoff-Dichtemessungen der Experimente EUV und NATE auf dem Satelliten AEROS-A, Diplom-Arbeit, Univ. Bonn, 1979

SERBU, G.P., Results from the IMP 1 retarding potential analyzer, Space Res., V, 564, 1965

SPENCER, N.W., L.H. BRACE, G.R. CARIGNAN, D.R. TAEUSCH und H. NIEMANN, Electron and molecular nitrogen temperature and density in the thermosphere, J. Geophys. Res., 70, 2665, 1965

SPENCER, N.W., H.B. NIEMANN und G.R. CARIGNAN, The neutral-atmosphere temperature instrument, Radio Sci., 8, 287, 1973

*SPENCER, N.W., D.T. PELZ, H.B. NIEMANN, G.R. CARIGNAN and J.R. CALDWELL, The neutral atmosphere temperature experiment, J. Geophys., 40, 613, 1974

*SPENNER, K. und A. DUMBS, The retarding potential analyzer on AEROS-B, J. Geophys., 40, 585, 1974

*SPENNER, K., A. DUMBS, W. LOTZE und H. WOLF, Correlation between daytime electron temperature and density variations at low latitudes, Space Res., XIV, 259, 1974

*SPENNER, K., Quiet and disturbed electron temperature and density at different latitudes during daytime, Space Res., XV, 363, 1975

*SPENNER, K. und H. WOLF, Comparison between electron density and temperature during daytime, Space Res., XV, 321, 1975

- *SPENNER, K. und H. WOLF, Suprathermal electron fluxes measured by the retarding potential analyser aboard the AEROS satellites, Space Res., XVI, 387, 1976
- *SPENNER, K., K. RAWER und H. WOLF, Relationship between plasma density, temperature and suprathermal electron flux in the topside ionosphere, Space Res., XVII, 445, 1977
- *SPENNER, K., Experimentelle Untersuchungen über das ionosphärische Plasma mittels eines neuartigen Gegenspannungs-Analysators in Satelliten, IPW - W.B.8, Inst. f. Physikal. Weltraumforschung der FhG, Freiburg, 1978
- *SPENNER, K. und R. PLUGGÉ, Electron temperature model derived from AEROS-A, Space Res., XVIII, 241, 1978
- *SPENNER, K. und K. RAWER, F-region temperatures measured by AEROS-A satellite compared with incoherent scatter radar, J. Atmos. Terr. Phys., 40, 969, 1978
- *SPENNER, K. und R. PLUGGÉ, Empirical model of global electron temperature distribution between 300 and 700 km based on data from AEROS-A, J. Geophys., 46, 43, 1979
- *SPENNER, K., H. WOLF, K. HIRAO und P. LÄMMERZAHN, Intercomparison of F-region electron temperatures measured by the satellites AEROS-B and TAIYO, J. Geomag. Geoelectr., 31, Suppl., S21, 1979
- STOLARSKI, R.S., P.B. HAYS und R.G. ROBLE, Atmospheric heating by solar EUV radiation, J. Geophys. Res., 80, 2266, 1975
- SWIDER, W., Jr., The determination of the optical depth at large solar zenith distances, Planet. Space Sci., 12, 761, 1964

THUILLIER, G., J.L. FALIN und C. WACHTEL, Experimental global model of the exospheric temperature based on measurements from the Fabry-Perot interferometer on board the OGO-6 satellite, J. Atmos. Terr. Phys., 39, 399, 1977a

THUILLIER, G., J.L. FALIN und F. BARLIER, Global experimental model of the exospheric temperature using optical and incoherent scatter measurements, J. Atmos. Terr. Phys., 39, 1195, 1977b

TIMOTHY, J.G., The solar output and its variation, Colorado Associated University Press, Boulder, 237, 1977

*TRINKS, H., S. CHANDRA und N.W. SPENCER, A two-satellite study of the neutral atmosphere response to a major geomagnetic storm, J. Geophys. Res., 81, 5013, 1976

*TRINKS, H., U. VON ZAHN, C.A. REBER, A.E. HEDIN, N.W. SPENCER, D. KRANKOWSKY, P. LÄMMERZAHN, D.C. KAYSER und A.O. NIER, Intercomparison of neutral composition measurements from the satellites ESRO 4, AEROS-A, AEROS-B, and Atmosphere Explorer C, J. Geophys. Res., 82, 1261, 1977

VOLLAND, H., On thermospheric disturbances with periods equal to or greater than one day, Space Res., X, 431, 1970

WRENN, G.L., A.P. WILLMORE und R.L.F. BOYD, A profile of (sporadic-E) ionization, Planet. Space Sci., 9, 765, 1962

VON ZAHN, U., W. KÖHNLEIN, K.H. FRICKE, U. LAUX, H. TRINKS und H. VOLLAND, ESRO-4 model of global thermospheric composition and temperatures during times of low solar activity, Geophys. Res. Lett., 4, 33, 1977