

Planetarium der Stadt Wien - Zeiss Planetarium  
und Österreichischer Astronomischer Verein

P L A N E T E R D E

- 1 - 2 Titelseite mit Inhaltsverzeichnis. 17 Jahre Österreichische Sternfreunde-Seminare zur Weiterbildung der Amateure.
- 3 - 18 Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde" sowie Experimental- ausstellung (Prof.Hermann Mucke, Wien).
- 19 - 28 Aus der Erforschungsgeschichte der Erde (Renate Weiland, Wien).
- 29 - 74 Die Bewegungen der Erde (Univ.-Prof.Dipl.Ing.Dr.Kurt Bretterbauer, Vorstand des Instituts für Theoretische Geodäsie und Geophysik der Technischen Universität, Wien).
- 75 - 100 Form, Größe und Oberfläche der Erde (Hofrat Dipl.Ing.Dr. Erhard Erker, Leiter der Abteilung Erdmessung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen, Wien).
- 101-116 Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung. Dazu: Praktikum an Universal- und Passageninstrument der Wiener Urania Sternwarte (Univ.-Ass.Dipl.Ing.Robert Weber, Institut für Theoretische Geodäsie und Geophysik der Technischen Universität, Wien).
- 117-118 Das Zenitteleskop. Exkursion zum Institut für Astronomie der Universität Wien (Univ.-Prof.Dr.Paul Jackson, Vorstand, und Oberrat Dr.Ernst Göbel, Wien).
- 119-156 Die Atmosphäre der Erde (Oberrat Dr.Alois Machalek, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik sowie Gesundheitsamt der Stadt Wien).
- 157-169 Das Erdinnere (Thomas Weiland, Wien).
- 170-184 Der Erdnahe Weltraum I (Univ.-Dozent Dipl.Ing.Dr.Martin Friedrich, Institut für Nachrichtentechnik und Wellenausbreitung der Technischen Universität, Graz).
- 185-206 Der erdnahe Weltraum II, Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap. Mit Demonstration einer Ballonsonden-Nutzlast (Oberrat Dipl. Ing.Herwig Slamanig, Institut für Weltraumforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Graz).

Seminarleiter: Prof.Hermann Mucke, Planetarium/Uraniasternwarte Wien.

→ Wiedergabe dieser Papiere oder deren Teile ist nicht gestattet. ←

## 17 Jahre Österreichische Sternfreunde-Seminare

Veranstaltet vom Planetarium der Stadt Wien und dem Österreichischen Astronomischen Verein, wurde jeweils ein Teilgebiet der Himmelskunde eingehender und aktueller, als dies in den einschlägigen Handbüchern der Fall ist, behandelt. Die Seminare dienen der Weiterbildung der Amateurastronomen und Lehrer in Österreich.

- 1973 Astronomische Koordinatensysteme
- 1974 Gebrauch astronomischer Jahrbücher
- 1975 Himmelskarten und ihr Gebrauch
- 1976 Fernrohre und ihr Gebrauch
- 1977 Astronomische Phänomenologie
- 1978 Amateurastronomie, Theorie-Praxis
- 1979 Astronomische Finsternisse
- 1980 Kometen
- 1981 Mond
- 1982 Kleinplaneten
- 1983 Doppelsterne
- 1984 Sonne
- 1985 Himmelskunde und Kleinrechner
- 1986 Meteore
- 1987 Veränderliche Sterne
- 1988 Galaxien
- 1989 Planet Erde

Insgesamt umfassen die zugehörigen Papiere 1790 Seiten DIN A4 mit Erläuterungen, Formeln, Tabellen, Beispielen und Literaturhinweisen. Näheres siehe Sternbote, 1987/7.

Sie werden vom ÖSTERREICHISCHEN ASTRONOMISCHEN VEREIN herausgegeben und sind ab einschließlich Ausgabe 1979 noch lieferbar. Auskünfte und Bestellungen: Astronomisches Büro, Hasenwartg.32, A-1238 Wien, Österreich, Telephon 0222-8816703.

*Res severa est verum gaudium!*

Referat: Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde"

1. Überblick und Einführung

Müller, B.: Grundzüge der Astronomie. Taschentext 12, B.G.Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig 1973. Lizenzausgabe: Verlag Chemie Verlag Physik.

Hantzsche, E.: Doppelplanet Erde-Mond. Kleine Naturwissenschaftliche Bibliothek, Physik Bd.15. B.G.Teubner, Leipzig 1973.

Giese, R.-H.: Erde, Mond und benachbarte Planeten. Hochschulschriften 705/705a, Bibliographisches Institut, Mannheim 1969.

Bynum, W., Browne, E., Porter, R. (ed.): Dictionary of the History of Science. The Macmillan Press Ltd., London-Basingstoke, 1982.

2. Erdbewegungen und Erdkörper

2.1. Sphärische Astronomie und Himmelsmechanik

Dick, J.: Grundtatsachen der Sphärischen Astronomie. Johann Ambrosius Barth Verlag, 2.Auflage, Leipzig 1965.

Woolard, E.W., Clemence, G.M.: Spherical Astronomy. Academic Press, New York und London 1966.

Stumpff, K.: Himmelsmechanik, Bd.I,II,III. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin. Bd.I: Das Zweikörperproblem und die Bahnbestimmung der Planeten und Kometen, 1959. Bd.II: Das Dreikörperproblem, 1965. Bd.III, unter Mitwirkung von J.Meffroy: Allgemeine Störungen 1974.

Szebehely, V.: Dynamics of Planets and Satellites and Theories of their Motion. Proceedings, 41st Colloquium of the International Astronomical Union, Cambridge UK, 1976. Astrophysics and Space Science Library, Vol.72. D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland 1978.

Calame, O.: High-Precision Earth Rotation and Earth-Moon Dynamics. Lunar Distances and Related Observations. Proceedings, 63rd Colloquium of the International Astronomical Union, Grasse, France, 1981. Astrophysics and Space Science Library, Vol.94. D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland 1982.

# 1. Fortsetzung Referat: Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde"

## 2.2. Orts- und Zeitbestimmung

Sawelski, F.S.: Die Zeit und ihre Messung. Von der Billionstelssekunde bis zu Jahrmilliarden. Verlag MIR und Fachbuchverlag Leipzig, 1977.

Herr, J.P., Tinter, W.: Lehrbuch der Sphärischen Astronomie in ihrer Anwendung auf geographische Ortsbestimmung. Verlag L.W. Seidel & Sohn, 2. Auflage, Wien 1923.

Mueller, I.I., mit Beitrag von Eichhorn, H.: Spherical and Practical Astronomy as Applied to Geodesy. Frederick Ungar Publishing Company, New York 1968.

Sigl, R.: Geodätische Astronomie. Herbert Wichmann Verlag, Karlsruhe 1975.

Mackie, J.B.: The Elements of Astronomy for Surveyors. Charles Griffin & Company Ltd., 8. Auflage, London and High Wycombe, 1978.

Graff, K.: Grundriß der geographischen Ortsbestimmung. Walter de Gruyter & Co, Berlin 1941.

Stumpff, K.: Geographische Ortsbestimmungen. Die Methoden der Orts- und Zeitbestimmung durch Beobachtung der Gestirne. Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1955.

Mühlig, F.: Grundlagen und Beobachtungsverfahren der Astronomisch-geodätischen Ortsbestimmung. Herbert Wichmann Verlag, Berlin 1960.

Arnold, K.: Methoden der Satellitengeodäsie. Akademie-Verlag, Berlin 1970.

Seeber, G.: Satellitengeodäsie. Verlag De Gruyter, Berlin 1989.

King, R. et al.: Satellite Geodesy. Surveying with Global Positional System. Verlag Ferd. Dümmler's Verlag, Bonn 1987.

### Winkelmeßinstrumente:

Jäger, R.: Der Theodolit im Unterricht. Friedrich Vieweg & Sohn, Braunschweig 1957.

Trutmann, O.: Der Theodolit und seine Anwendung. Wild Heerbrugg AG, Heerbrugg, 1975.

Schlögl, M.:

Festschrift "Hundert Jahre Rudolf und August Rost. Konrad Wittwer Stuttgart 1989. Beiträge zur geodätischen Instrumententechnik.



2. Fortsetzung Referat: Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde"

Inhaltsverzeichnis: R. Sigl, Geodätische Astronomie, Wichmann 1975.

Vorwort			
Teil I: THEORETISCHE GRUNDLAGEN			
Kapitel 1	Aufgabe und Bedeutung der geodätischen Astronomie		
1.1	Astronomisch beobachtete Breiten, Längen und Azimute in der Geodäsie	1	89
1.2	Überblick über die astro-geodätischen Verfahren der Bestimmung von Gestalt und Größe der Erde	5	90
1.3	Astro-geodätische Geoidbestimmung	11	94
1.4	Lagerung und Orientierung geodätischer Netze	13	95
1.5	Geographische Breiten und Längen zur Festlegung von Lotrichtungen	15	102
			108
Kapitel 2	Koordinatensysteme und Koordinaten		
2.1	Die GAUSS'sche Richtungskugel	22	
2.2	Festlegung der Lotrichtung in einem erdfesten Koordinatensystem	23	130
2.3	Festlegung von Gestirnsrichtungen in einem raumfesten System	25	132
2.4	Das horizontale Koordinatensystem des Beobachtungsortes	28	133
2.5	Ekliptikales und galaktisches System	28	
Kapitel 3	Das astronomische Fundamentaldreieck, die scheinbare tägliche Bewegung der Gestirne	30	144
3.1	Das astronomische Fundamentaldreieck		
3.2	Die trigonometrischen Formeln des Fundamentaldreiecks, Differentialformeln	31	146
3.3	Die scheinbare tägliche Bewegung der Gestirne	34	154
3.4	Anwendung von Drehmatrizen bei der Koordinatentransformation	41	
3.5	Scheinbare Heiligkeit der Sterne	47	157
Kapitel 4	Änderung der Äquatorialen und horizontalen Koordinaten		
I.	Änderungen durch Bewegung der Koordinatensysteme		
4.1	Präzession und Nutation	49	168
4.2	Änderung der Äquatorialen Gestirnskoordinaten n, $\delta$ infolge Präzession und Nutation	53	169
4.3	Polbewegung, Reduktion der beobachteten Längen, Breiten und Azimute auf einen mittleren Erdpol	62	180
II.	Änderungen durch Parallaxe, Aberration, Refraktion und Eigenbewegung		
4.4	Parallaxe	68	183
4.5	Aberration	72	191
4.6	Refraktion	77	194
4.7	Eigenbewegung	83	196
Kapitel 5	Zeit		
5.1	Zeit, Zeitskala	86	199
			206
			214
5.2	Sternzeit		
5.3	Sonnenszeit		
5.4	Zonenzeit, Weltzeit		
5.5	Zeitumwandlung		
5.6	Verbesserte Weltzeit, Ephemeridenzeit, Atomzeit, Zeitdienst		
5.7	Jahresrechnung, Kalender		
Kapitel 6	Sternkataloge, Sternörter		
6.1	Sternkataloge		112
6.2	Beobachtung von Sternörtern		113
6.3	Wahrer, scheinbarer und mittlerer Ort, Reduktionen		117
6.4	Genauere Positionskataloge		120
6.5	Apparent Places of Fundamental Stars (APFS)		125
6.6	The Astronomical Ephemeris (AE)		128
Kapitel 7	Prinzip, Einteilung und geometrische Deutung der Beobachtungsverfahren		
7.1	Prinzip der Beobachtungsverfahren		130
7.2	Einteilung der Beobachtungsverfahren		132
7.3	Geometrische Deutung einiger Verfahren		133
Teil II: INSTRUMENTE UND HILFSGERÄTE			
	Vorbemerkung		144
Kapitel 8	Das Universalinstrument		
8.1	Aufbau und Wirkungsweise		146
8.2	Untersuchung und Berichtigung des Universals		154
8.3	Einfluss der Achsenfehler auf Horizontal- und Vertikalwinkelmessungen		157
Kapitel 9	Das Durchgangsinstrument		
9.1	Aufbau und Wirkungsweise		168
9.2	Beobachtung und Reduktion der Meridiandurchgänge		169
9.3	Almkantaratdurchgänge		180
Kapitel 10	Instrumente für die Beobachtung in gleichen Zenit- distanzen, Zusatz- und Hilfegeräte		
10.1	Instrumente und Hilfegeräte für die Beobachtung in gleichen Zenitdistanzen (Prismen- und Pendelastrolabium, Zirkumzenital)		183
10.2	Spiegelsextant, Libellenquadrant		191
10.3	Meridianniveu		194
10.4	Hilfegeräte für die Sonnenbeobachtung		196
Kapitel 11	Zeitmessung, Zeitbewahrung		
11.1	Uhren		199
11.2	Uhrkontrolle, Zeitvergleich, Zeitschreiber		206
11.3	Zeitsignale, Korrekturen		214

### 3. Fortsetzung Referat: Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde"

Kapitel 12	Hilfsmittel für die Programmvorbereitung	
12.1	Sternkarte und Sternwähler	217
12.2	Astronomische Rechengertäte, Hilfstafeln, EDV-Programme	222
<b>Teil III: VERFAHREN DER ZEIT-, ORTS- UND AZIMUTBESTIMMUNG</b>		
Kapitel 13	Zeitbestimmung bei bekannter Breite	
13.1	Zenitdistanzen im 1. Vertikal	224
13.2	Durchgänge im gleichen Almkantrat (ZIMMER-Methode)	226
13.3	Meridiandurchgänge	231
13.4	Näherungsverfahren	239
Kapitel 14	Breitenbestimmung bei bekannter Zeit	
14.1	Meridianzenitdistanzen (STERNECK-Methode)	241
14.2	Zirkumeridianzenitdistanzen, Breite aus Zenitdistanzen von Polaris	249
14.3	Meridianzenitdistanzen (HORREBOW-TALCOTT-Methode)	252
14.4	Durchgänge im gleichen Almkantrat (PISZOW-Methode)	255
14.5	Näherungsverfahren	261
Kapitel 15	Gemeinsame Bestimmung von Breite und Zeit (Länge)	
15.1	Messung von Zenitdistanzen	262
15.2	Durchgänge im gleichen Almkantrat	269
15.3	Messung von Horizontalwinkeln	272
15.4	Weitere Simultanverfahren	276
15.5	Gendherte Bestimmung von Breite, Zeit und Azimut mit Hilfe von Zirkumeridianzenitdistanzen der Sonne	276
Kapitel 16	Azimutbestimmung	
16.1	Überblick über die Verfahren	279
16.2	Azimutbestimmung nach der Polarismethode	281
16.3	Azimutbestimmung aus Durchgängen im Vertikal des Zielpunktes	284
16.4	Näherungsverfahren	288
Kapitel 17	Längenbestimmung	
17.1	Grundgedanke, Überblick über die Verfahren	292
17.2	Einsseitige Längenbestimmung gegen Greenwich	295
17.3	Elimination systematischer Fehler durch Eichung von Beobachter und Instrument, Längendifferenzen	298
17.4	Gendherte Längenbestimmung	300
<b>ANHANG: TAFELAUZÜGE UND RECHENBEISPIELE</b>		
1.	Refraktions tafel nach R. ROSLOFFS	302
2.	Beispiele für Zeitumendungen	303
3.	Auszug aus "Fourth Fundamental Catalogue (FK 4)"	305
4.	Beispiel für die Übertragung eines mittleren Ortes $\alpha_T, \delta_T$ auf Epoche und Äquinoxtium T	307
5.	Auszug aus "Apparent Places of Fundamental Stars 1969" (APFS)	
5.1	Scheinbareörter der 10-Tege-Sterne	308
5.2	Scheinbareörter der Polarsterne	309
5.3	BESSEL'sche Tageszahlen	310
5.4	Tafeln	
a)	Kursperiodische Mutationsglieder	312
b)	Sternzeit um $h$ Weltzeit	313
c)	Umwandlung von mittlerer Zeit in Sternzeit	314
d)	Umwandlung von Sternzeit in mittlere Zeit	315
e)	Umwandlung von Stunden, Minuten und Sekunden in Dezimalteile des Tages	316
f)	Korrektion wegen zweier Differenzen	317
g)	Tägliche Aberration	318
6.	Beispiele zur Berechnung und Interpolation scheinbarerörter	
6.1	Berechnung des scheinbaren Ortes $\alpha_T, \delta_T$ app zur Zeit T aus dem mittleren Ort $\alpha_{1950.0}, \delta_{1950.0}$ gegeben im FK 4	319
6.2	Entnahme (Interpolation) scheinbarerörter $\alpha_T, \delta_T$ app aus dem APFS	320
7.	Auszug aus "The Astronomical Ephemeris for the Year 1969" scheinbareörter $\alpha_{\odot}, \delta_{\odot}$ der Sonne, Ephemeris Transit, etc.	325
8.	Beispiele zur Bestimmung der Astronomical Ephemeris	
8.1	Interpolation des scheinbaren Ortes $\alpha_{\odot}, \delta_{\odot}$ der Sonne	326
8.2	Bestimmung der Zeitgleichung $z$	326
9.	Berücksichtigung von Zeitsignalkorrekturen	
9.1	Circulaire D36 des BIH vom 31. Oktober 1969	328
9.2	Beispiel	329
10.	Zeitbestimmung aus Zenitdistanzen im 1. Vertikal	330
11.	Zeitbestimmung nach der ZIMMER-Methode	331
12.	Zeitbestimmung nach der Meridianmethode	333
13.	Breitenbestimmung aus Meridianzenitdistanzen (STERNECK-Methode)	336
14.	Breite aus Zenitdistanzen von Polaris	338
15.	Breitenbestimmung nach der HORREBOW-TALCOTT-Methode	339
16.	Breitenbestimmung nach der PISZOW-Methode	340
17.	Simultane Bestimmung von Breite und Länge aus Zenitdistanzen (Höhenstandlinienmethode)	342
18.	Simultane Bestimmung von Breite, Länge und Azimut aus Horizontalwinkeln (Vertikalstandlinienmethode)	345
19.	Azimutbestimmung nach der Polarismethode	348
20.	Einsseitige Längenbestimmung gegen Greenwich	350
	Schrifttum (Auswahl)	351
	Sachregister	352
	Quellenachweis	368

#### 4. Fortsetzung Referat: Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde"

##### 2.3. Form und Größe der Erde

Torge, W.: Geodäsie. Verlag Walter de Gruyter, Berlin und New York, 1975.

Kahle, H.-G.: Einführung in die Höhere Geodäsie. Verlag der Fachvereine an den Schweizerischen Universitäten und Techniken, Zürich 1985.

Heiskanen W.A., Moritz, H.: Physical Geodesy. W.H. Freeman and Company, San Francisco and London, 1966.

Groten, E.: Geodesy and the Earth's Gravity Field. Vol. I, II. Ferd. Dümmler's Verlag, Bonn 1979.

Vaniček, P., Krakiwsky, E.J.: Geodesy: The Concepts. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, New York, Oxford 1982.

Dragomir, V.C., Ghitău, D.N., Mihăilescu, M.S., Rotaru, M.G.: Development in Solid Earth Geophysics 13. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York 1982.

Lambeck, K.: The earth's variable rotation: geophysical causes and consequences. Cambridge University Press, Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney 1980.

Jordan-Eggert-Kneissl: Handbuch der Vermessungskunde. In Band 2a: Ramsayer, Geodätische Astronomie. In Band 4, Teil 1 und 2: Kneissl, Mathematische Geodäsie und Landesvermessung. In Band 5: Ledersteger, Astronomie und physikalische Geodäsie (Erdmessung). J.B. Metzler'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1959-1970.

Heck, B.: Rechenverfahren und Auswertemodell der Landesvermessung. Verlag Wichmann, Karlsruhe 1987.

Ältere, bedeutende Werke:

Helmert, F.: Die mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie. Bd. 1, 2, 1880. Neudruck: Minerva, Frankfurt 1962.

Hopfner, F.: Physikalische Geodäsie. Akademische Verlagsgesellschaft m.b.H., Leipzig 1933.

Hopfner, F.: Grundlagen der höheren Geodäsie. Springer Verlag, Wien 1949.

## 5. Fortsetzung Referat: Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde"

### 2.4. Erdgloben und Erdkarten

Columbus Leuchtglobus "Planet Erde". Wohl Meisterwerk der Globus-Information. Kunststoffkugel 34cm Ø, Kartenbild politisch (unbeleuchtet) und geographisch (beleuchtet) mit 10°-Gradnetz. Markierung des Subsolarpunktes, der Tagseite und damit der Lichtgrenze sowie der Dämmerungslinien für Sonnenhöhe -6° (bürgerlich), -12° (nautisch) und -18° (astronomisch) durch 15 W-Lampe von innen. Infolge Lagerung verdeckt ist das Gebiet vom Südpol bis zu 80° südlicher Breite. Der Globus kann auf jeden Tag des Jahres am Fußring und auf jede Uhrzeit an der in 15<sup>min</sup>-Intervalle geteilten Uhrzeitskala des Äquatorringes eingestellt werden: Ortszeiten und Ortszeitunterschiede gewählter Erdorte ablesbar. Sonnenauf- und Untergang für gewählten Ort: Diesen in die entsprechende Lichtgrenze drehen. Sonnenhöhe für gewählte Uhrzeit und Ort: Papierstreifen mit übertragener 10°-Teilung durch Subsolarpunkt und Ort bis zur Lichtgrenze legen und Bogen Ort-Lichtgrenze ablesen. Dortiges Sonnenazimut: Winkel, der von dem Papierstreifen am Ort und dem Längengrad des Ortes eingeschlossen wird.

Auf dem Globus entspricht 1 mm rund 38 km; 1° in geographischer Breite entspricht im Mittel 2,9 mm.

Dieser Globus ist vereinfacht auch in 26 cm Ø erhältlich, dann entspricht 1 mm rund 48 km und 1° in geographischer Breite entspricht im Mittel 2,3 mm.

Näheres siehe beigegefügte Illustration. Columbus Verlag Paul Oestergaard KG, Berlin und Beutelsbach bei Stuttgart 1981.

Muris, O., Saarmann, G.: Der Globus im Wandel der Zeiten. Eine Geschichte der Globen. Columbus Verlag Paul Oestergaard KG, Berlin und Beutelsbach bei Stuttgart 1961.

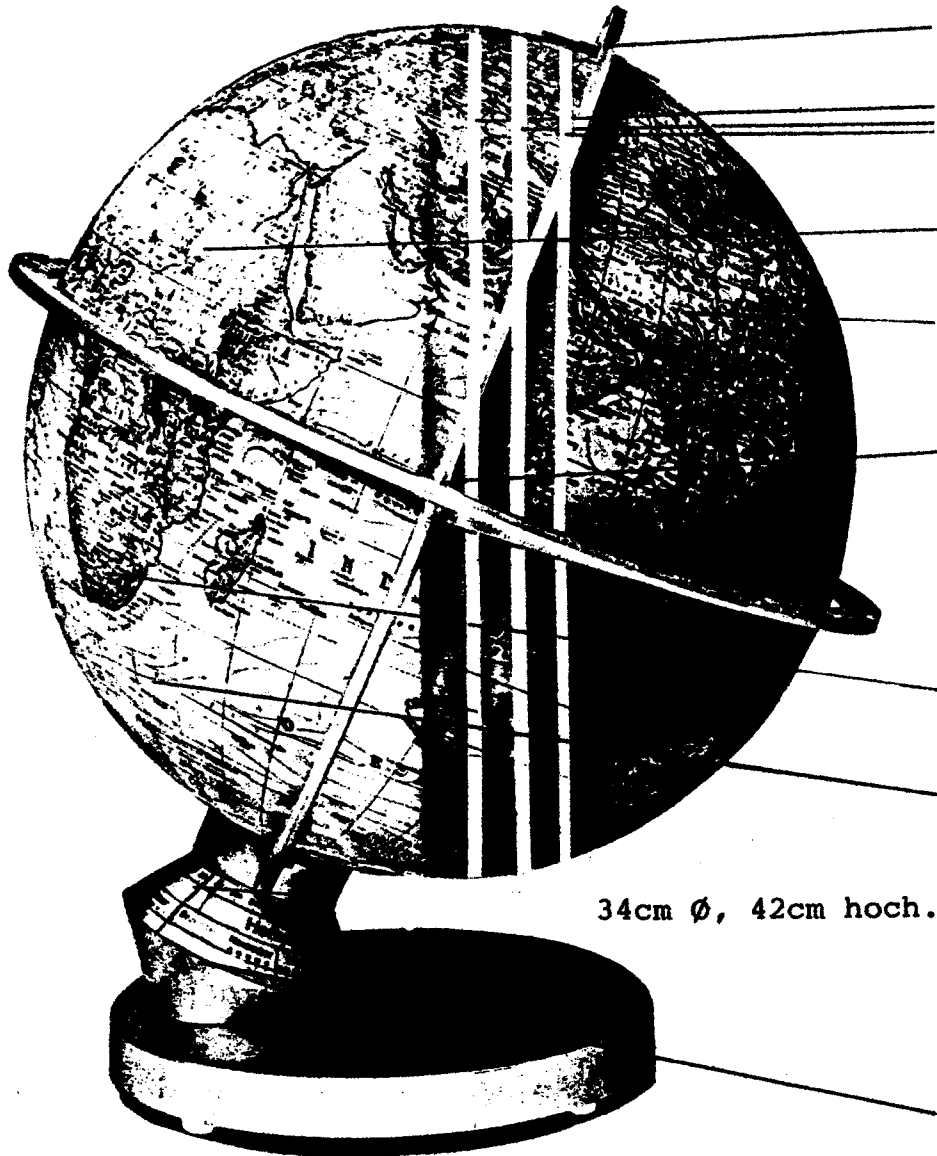
Fausser, A.: Kulturgeschichte des Globus. Schuler Verlagsgesellschaft, München 1973. Ausgezeichnete Farbkunstdrucke.

Hoschek, J.: Mathematische Grundlagen der Kartographie. BI Hochschultaschenbücher 443/443a. Bibliographisches Institut, Mannheim, Wien, Zürich 1969.

Kurtz, E.: Kartenentwurfslehre. Grundlagen und Anwendung. Verlag Wichmann, Karlsruhe 1983.

# COLUMBUS Leuchtglobus **Planet Erde.**

# Das Meisterwerk der Globus Information.



34cm Ø, 42cm hoch.

**Zeitmeridian für Morgen und Abend**

**3 Dämmerungszonen**

**Nördliche Halbkugel**

**Nachtseite der Erde**

**Äquatorring mit 24-Stunden-Einstellung**

**Beleuchtet: physikalisch, unbeleuchtet: politisch**

**Kartenbild-Maßstab 1:38 Millionen**

**Südliche Halbkugel**

**Tagessseite der Erde**

**Jahreskala einstellbar auf jeden einzelnen Tag im Ablauf der 4 Jahreszeiten**

**Indexmarke zur Tageseinstellung**

Dieser Globus ist einmalig. So einmalig wie unsere Erde. Aufgrund seiner perfekten und durchdachten Konstruktion bietet er das Höchstmaß an geographischer und astronomischer Information, das überhaupt mit einem Globus zu erzielen ist. Und diese Informationen sind außerdem noch äußerst einfach zu bekommen. Zwei wichtige Einstellungen sind der Schlüssel für fast alle Informationen. **Erstens:** An der Jahreskala unten am Fuß stellen Sie über der Indexmarke jeden gewünschten Tag des Jahres ein. **Zweitens:** Die Uhrzeit für jeden gewünschten Ort auf der Welt ist am Schnittpunkt des jeweiligen Längengrades (Meridian) mit dem Äquator auf dem Äquatorring abzulesen.

Und schon haben Sie die Ausgangspunkte geschaffen für alle weiteren Informationen, die Sie vom Planet Erde erfahren wollen, z. B. die Dämmerungszonen, die Sonnenauf- und -untergänge, die Jahreszeiten und, und, und. Was Ihnen Planet Erde noch alles sagen kann, demonstriert Ihnen eine ausführliche Broschüre, die jedem Globus beiliegt. Selbstverständlich bietet Planet Erde beleuchtet nicht nur die Tag- und Nachtteilung, sondern auch das plastisch wirkende, physikalische Bild der Erdländschaften in vielen Farben. Unbeleuchtet zeigt Planet Erde die politische Aufteilung unserer Erde, dabei hat jeder Staat eine eigene Farbe.

Planet Erde ist patentiert. Er vermittelt mehr Informationen über unsere Welt als jemals ein Globus vorher. Planet Erde von COLUMBUS ist ganz sicher ein nützliches, außergewöhnliches Präsent für alle, die mehr über unsere Erde wissen wollen.

**Jahreskala**  
Jeder Tag, jede Jahreszeit kann auf der Skala eingestellt werden. Durch langsames Drehen läßt sich die Tag- und Nachtveränderung gut beobachten.

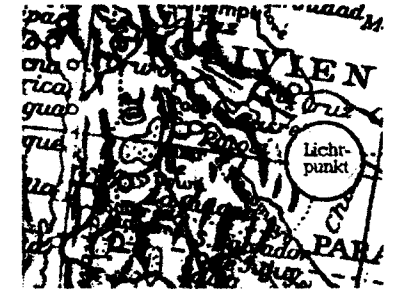
**Zeitunterschiede**  
Wenn es in Deutschland 1400 Uhr ist, wie spät ist es in Thailand? Dies können Sie auf der Stundenskala des Äquatorrings exakt ablesen.

**Sonnenaufgang, Sonnenuntergang**  
Über die Jahreskala und die Stundenskala am MEZ-Meridian lesen Sie ab, wann die Sonne am 14. 5. in Moskau aufgeht oder am 27. 10. in Kapstadt unter.

**Bürgerliche Dämmerung  
Nautische Dämmerung  
Astronomische Dämmerung**  
Drei Streifen machen diese Dämmerungszonen erkennbar. Die Zonen können für jedes Gebiet der Erde abgelesen werden.

**Tagelängen, Klimazonen, Zeitzonen, Ortszeiten, Datumsgrenze** sind weitere Sachwerte für die vielfältigen Informationsmöglichkeiten von Planet Erde.

**Subsolares Gebiet**  
Der Lichtpunkt zeigt das Gebiet, in dem um 12.00 Uhr die Sonnenstrahlen keinen Schatten werfen. Dieser Lichtpunkt wandert über den Globus wie das subsolare Gebiet in Wirklichkeit über die Erde.



**Mitteuropäische Zeit**  
Auf diesen Punkt am Äquator ist die augenblickliche Uhrzeit am Uhrzeiger einzustellen, um unsere Zeit (die mitteleuropäische) ablesen zu können.



**Erläuterungen**  
Jedem Globus liegt im Fußteller eine Broschüre mit ausführlichen Erläuterungen bei.

Erhältlich im Fachbuchhandel oder bei Generalvertretung:  
**G. BARTSCH, Lerchenfelderstr. 138, Fach 242, A-1081 WIEN.**

## 7. Fortsetzung Referat: Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde"

The Times Atlas of the World. The Times in collaboration with John Bartholomew & Son Ltd. Times Newspapers Ltd, Printing House Square, London 1975. 123 doppelseitige Karten, Index mit 200 000 Orten samt geographischer Länge und Breite (°'). Format 31x46cm.

### 2.4. Erdinneres

Siever, R., et al.: Die Dynamik der Erde. Aufbau und Struktur des Erdkörpers, Bewegungen und Wechselwirkungen in ihm. Herausgegeben von R. Kraatz. Spektrum der Wissenschaft: Verständliche Forschung. Spektrum-der-Wissenschaft-Verlagsgesellschaft, Heidelberg 1987.

Vorwort	7	Reinhart Kraatz	Autoren	204
Einführung	8	Raymond Siever	Literatur	206
Radarbilder der Erde	20	Charles Elachi	Bildnachweise	209
Der Kern	30	Raymond Jeanloz	Index	210
Urmaterie in Meteoriten	42	Roy S. Lewis und Edward Anders		
Der Mantel	56	D. P. McKenzie		
Seismische Tomographie: 3D-Bilder des Erdmantels	70	Don L. Anderson und Adam M. Dziewonski		
Die kontinentale Kruste	80	B. Clark Burchfiel		
Terrane	94	David G. Howell		
Die ozeanische Kruste	106	Jean Francheteau		
Erzbildung an heißen Quellen im Meer	122	Peter A. Rona		
Seismische Bilder von Plattengrenzen	132	John C. Mutter		
Der Ozean	144	Wallace S. Broecker		
Die Biosphäre	156	Preston Cloud		
Die Atmosphäre	168	Andrew P. Ingersoll		
Die Geschichte der Erdatmosphäre	182	Manfred Schidlowski		
Weltklima: Wärmer und feuchter durch Kohlendioxid?	194	Roger Revelle		

Wunderlich, H.-G.: Einführung in die Geologie, Band 1: Exogene Dynamik. BI Hochschultaschenbücher, Band 340, Bibliographisches Institut, Mannheim, Wien, Zürich, 2. Auflage 1985.  
Band 2: Endogene Dynamik. BI Hochschultaschenbücher, Band 341, Bibliographisches Institut, Mannheim, Wien, Zürich, 2. Auflage 1985.

## 8. Fortsetzung Referat: Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde"

### 3. Erdatmosphäre

#### 3.1. Meteorologie

- Möller, F.: Einführung in die Meteorologie I. BI Hochschultaschenbuch 276, Bibliographisches Institut, 1986.  
Einführung in die Meteorologie II. BI Hochschultaschenbuch 288, Bibliographisches Institut, Mannheim, Wien, Zürich 1984.
- Häckel, H.: Meteorologie. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart 1985.
- Cehak, K.: Allgemeine Meteorologie. Prugg Verlag, Wien 1978.
- Liljequist G., Cehak, K.: Allgemeine Meteorologie. 3. Auflage, Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden 1984.
- Heyer, E.: Witterung und Klima. Eine allgemeine Klimatologie. 7. Auflage, B.G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig 1984.
- International Cloud Atlas. World Meteorological Organisation, Genf 1987.
- Oeschger, H., Messerli, B., Svilar, M.: Das Klima. Analysen und Modelle. Geschichte und Zukunft. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1980.
- Rudloff, W.: World-Climates. With tables of climatic data and practical suggestions. Bücher der Naturwissenschaftlichen Rundschau, Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft mbH, Stuttgart 1981.
- Reuter, H.: Die Wettervorhersage. Einführung in die Theorie und Praxis. Springer Verlag, Wien und New York 1976.
- Prügel, H.: Wetterführer. Wegweiser zum Verständnis des Wetters und der Wettervorhersage. See-Selbstverlag W. Koch, Hamburg 1973.
- Schneider-Carius, K.: Wetterkunde - Wetterforschung. Verlag K. Alber. Orbis Academicus, Problemgeschichten der Wissenschaft in Dokumenten und Darstellungen. Freiburg und München, 1955.

#### 3.2. Spezielle meteorologische Phänomene

- Pernter, J., Exner F.: Meteorologische Optik. W. Braumüller, Wien und Leipzig, 1922.
- Uibe, M.: Über die Helligkeitsverteilung des diffusen Sonnenlichtes am klaren Himmel. Abhandlungen der Math.-Phys. Klasse der kgl. Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften, Bd. XXXV, Nr. VI. B.G. Teubner, Leipzig 1918.

Vorwort .....	5	5	<b>Wind</b> .....	190
Formelzeichen und Einheiten .....	9	5.1	Graphische Darstellung des Windes .....	193
<b>1 Atmosphäre</b> .....	11	5.2	Entstehung des Windes .....	194
1.1 Allgemeines über Atmosphären .....	11	5.2.1	Land- und Seewind .....	195
1.2 Geschichte der Erdatmosphäre .....	12	5.2.2	Andere kleinräumige Windsysteme .....	198
1.3 Zusammensetzung der Erdatmosphäre und wirtschaftlich- ökologische Bedeutung der Atmosphärogase .....	14	5.2.3	Großräumige Windsysteme .....	201
1.4 Luftdruck .....	21	5.3	Besondere Wunderscheinungen .....	205
1.5 Temperatur der Atmosphäre .....	30	5.4	Böigkeit des Windes .....	210
1.6 Stabilität und Labilität der Atmosphäre .....	33	5.5	Windschäden und Windschutz .....	213
1.7 Temperatur in höheren Atmosphärenschichten .....	39	<b>6 Dynamik der Atmosphäre</b> .....	218	
<b>2 Wasser</b> .....	42	6.1	Hoch- und Tiefdruckgebiete .....	218
2.1 Definitionen und wichtige Gesetzmäßigkeiten über das Wasser in der Atmosphäre .....	42	6.2	Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre .....	235
2.2 Phasenübergänge des Wassers und ihre Bedeutung in der Meteorologie .....	55	6.3	Wetterkarte und Wettervorhersage .....	246
2.2.1 Kondensations- und Gefrierprozesse in der Atmosphäre .....	55	6.4	Beispiele besonderer Wetterlagen .....	257
2.2.2 Verdunstung .....	60	<b>7 Klima</b> .....	264	
2.3 Erscheinungsformen des atmosphärischen Wassers .....	67	7.1	Großklima .....	264
2.3.1 Dunst .....	67	7.2	Geländeklima und Kleinklima .....	268
2.3.2 Nebel .....	68	7.2.1	Strahlungsverhältnisse im gegliederten Gelände .....	269
2.3.3 Wolken .....	74	7.2.2	Temperaturverhältnisse im gegliederten Gelände .....	280
2.3.4 Niederschläge .....	88	7.2.3	Wind im gegliederten Gelände .....	285
2.3.5 Beschläge .....	107	7.2.4	Niederschlag im gegliederten Gelände .....	291
2.4 Niederschlagsverteilung, klimatische Wasserbilanz und Wasserkreislauf .....	113	7.3	Stadtklima .....	292
<b>3 Strahlung</b> .....	120	7.4	Klima im Pflanzenbestand .....	296
3.1 Definitionen und wichtige Gesetzmäßigkeiten .....	120	7.5	Klima an Einzelpflanzen und Pflanzenorganen .....	299
3.2 Von der Sonne ausgehende Strahlung .....	129	<b>8 Messung meteorologischer Größen</b> .....	310	
3.2.1 Strahlungsgenuß der Erde .....	130	8.1	Temperatur .....	310
3.2.2 Absorption, Streuung und Reflexion .....	137	8.2	Niederschläge und Beschläge .....	322
3.2.3 Strahlungsumsatz von Atmosphäre, Boden, Vegetation und Gewässern .....	145	8.3	Luftfeuchtigkeit .....	331
3.3 Von der Erdoberfläche und der Atmosphäre ausgehende Strahlung .....	152	8.4	Verdunstung .....	335
3.4 Strahlungsbilanz der Erdoberfläche .....	160	8.5	Bodenwassergehalt .....	336
3.5 Optische Erscheinungen in der Atmosphäre .....	162	8.6	Wind .....	337
<b>4 Energiehaushalt der Erdoberfläche</b> .....	170	8.7	Strahlung .....	344
4.1 Speicherung von Wärme im Boden und in Gewässern .....	170	8.8	Luftdruck .....	351
4.2 Austausch fühlbarer Wärme und latenter Energie .....	182	8.9	Flugmeteorologisch wichtige Größen .....	354
4.3 Energiehaushalt als Ganzes .....	186	8.10	Nicht bodengebundene Meßgeräte .....	355
			Literaturverzeichnis .....	359
			Register .....	369
			Bildquellen .....	382



1.	Introduction	13	4.1.14	Spain	139
1.1	Weather, general weather and climate as definitions	13	4.1.15	Gibraltar	145
1.2	The principal elements of the weather	17	4.1.16	Portugal	145
1.2.1	Temperature	17	4.1.17	Federal Republic of Germany and West Berlin	149
1.2.2	Atmospheric pressure and wind	21	4.1.18	German Democratic Republic	154
1.2.3	Atmospheric humidity	28	4.1.19	Austria	157
1.2.4	Hydrometeors	31	4.1.20	Czechoslovakia	159
1.2.5	Clouds	33	4.1.21	Poland	161
1.3	Global atmospheric circulation	37	4.1.22	Hungary	165
1.3.1	The circulation of water	37	4.1.23	Yugoslavia	167
1.3.2	The oceanic wind systems	38	4.1.24	Albania	169
1.3.3	Anticyclones and depressions	41	4.1.25	Romania	170
1.3.4	Centres of action in the atmosphere	49	4.1.26	Bulgaria	172
1.3.5	Weather situation, general weather situation, climate situation	57	4.1.27	Italy	174
2.	Bioclimatic considerations	60	4.1.28	Malta	180
2.1	Man between the poles and the equator	60	4.1.29	Greece	181
2.2	Man and climate	65	4.1.30	Union of Soviet Socialist Republics	183
2.3	The heat budget of the body	67	4.2	Asia (except Asian USSR)	208
2.3.1	Metabolism	67	4.2.0.1	Predominant general weather situations	208
2.3.2	Clothing	68	4.2.0.2	Hygrothermal diagrams	209
2.3.3	Heat regulation and heat flow in the body	71	4.2.31	Turkey	224
2.3.4	The heat budget	72	4.2.32	Cyprus	230
2.3.5	How the human body reacts to thermal stress	77	4.2.33	Syria	231
2.3.6	The need for cooling in the tropics	78	4.2.34	Lebanon	232
3.	The climates of the earth	81	4.2.35	Israel	233
3.1	Climate classification	81	4.2.36	Jordan	235
3.2	The climate of the tropics	86	4.2.37	Arabia	236
3.3	Marine dry regions	89	4.2.38	Iraq	240
4.	Climatic Descriptions of the Countries of the World	94	4.2.39	Iran	242
4.0	Introductory remarks	94	4.2.40	Afghanistan	248
4.0.1	General	94	4.2.41	Pakistan	250
4.0.2	Arrangement of the descriptions	94	4.2.42	Bangladesh	254
4.1	Europe (including Asian USSR)	104	4.2.43	Kashmir	256
4.1.0.1	Predominant general weather situations	104	4.2.44	India	257
4.1.0.2	Hygrothermal diagrams	104	4.2.45	Sri Lanka	267
4.1.1	Norway	111	4.2.46	Mongolia	269
4.1.2	Sweden	115	4.2.47	Nepal, Bhutan	270
4.1.3	Finland	118	4.2.48	Islands in the Indian Ocean north of the equator	270
4.1.4	United Kingdom of Great Britain and Northern Ireland	120	4.2.49	Hong Kong	272
4.1.5	Ireland	123	4.2.50	Macao	272
4.1.6	Iceland	126	4.2.51	North Korea	273
4.1.7	Greenland	127	4.2.52	South Korea	274
4.1.8	Denmark and Faroe Islands	129	4.2.53	China	275
4.1.9	Netherlands	130	4.2.54	Taiwan	284
4.1.10	Belgium	131	4.2.55	Japan	286
4.1.11	Luxembourg	132	4.2.56	Burma	293
4.1.12	Switzerland	133	4.2.57	Thailand	295
4.1.13	France	134	4.2.58	Viet Nam	299
			4.2.59	Laos	300
			4.2.60	Khmer	301
			4.2.61	Malaysia	302

4.2.62	Singapore	305	4.3.111	Malawi	428
4.2.63	Indonesia	305	4.3.112	Zimbabwe	429
4.2.64	Philippines	311	4.3.113	South Africa	431
4.3	Africa	314	4.3.114	Namibia	436
4.3.0.1	Predominant general weather situation	314	4.3.115	Botswana	438
4.3.0.2	Hygrothermal diagrams	315	4.3.116	Ngwane	439
4.3.65	West Sahara	330	4.3.117	Lesotho	440
4.3.66	Morocco	331	4.4	North and Central America	441
4.3.67	Algeria	334	4.4.0.1	Predominant general weather situations	441
4.3.68	Tunisia	338	4.4.0.2	Hygrothermal diagrams	442
4.3.69	Niger	339	4.4.118	Canada	451
4.3.70	Mali	342	4.4.119	United States of America	462
4.3.71	Mauretania	346	4.4.120	Mexico	483
4.3.72	Senegal	348	4.4.121	Bermuda Islands	487
4.3.73	Gambia	351	4.4.122	Central America	488
4.3.74	Guinea-Bissau	351	4.4.123	West Indies	493
4.3.75	Guinea	352	4.5	South America	498
4.3.76	Sierra Leone	353	4.5.0.1	Predominant general weather situations	498
4.3.77	Ascension Island	355	4.5.0.2	Hygrothermal diagrams	500
4.3.78	St. Helena	355	4.5.124	Colombia	507
4.3.79	Sao Thomé	356	4.5.125	Venezuela	510
4.3.80	Libya	357	4.5.126	Guyana, Surinam and French Guiana	514
4.3.81	Egypt	359	4.5.127	Brazil	515
4.3.82	Sudan	363	4.5.128	Ecuador	526
4.3.83	Ethiopia	368	4.5.129	Peru	528
4.3.84	Djibouti	370	4.5.130	Bolivia	531
4.3.85	Somalia	370	4.5.131	Chile	535
4.3.86	Kenya	372	4.5.132	Paraguay	539
4.3.87	Tanzania	375	4.5.133	Uruguay	540
4.3.88	Uganda	379	4.5.134	Argentina	541
4.3.89	Rwanda	380	4.5.135	Islands in the Southern Atlantic Ocean and Stations in the Antarctic	551
4.3.90	Burundi	381	4.6	Australia and Oceania	555
4.3.91	Zaire	382	4.6.0.1	Predominant general weather situations	555
4.3.92	Congo	386	4.6.0.2	Hygrothermal diagrams	555
4.3.93	Gabon	389	4.6.136	New Zealand	560
4.3.94	Central Africa	391	4.6.137	Australia	562
4.3.95	Chad	394	4.6.138	Papua - Niugini	571
4.3.96	Equatorial Guinea	397	4.6.139	Islands in the Pacific Ocean north of the equator	572
4.3.97	Cameroun	398	4.6.140	Islands in the Pacific Ocean south of the equator	575
4.3.98	Nigeria	400	5.	Appendix	582
4.3.99	Benin	403	5.1	Units of measurements	582
4.3.100	Togo	405	5.2	Tables of sunrise and sunset	583
4.3.101	Ghana	407	5.3	Time-zones	585
4.3.102	Upper Volta	408	5.4	Globetrotters' Rules of Health	586
4.3.103	Ivory Coast	410	List of countries in alphabetical order	589	
4.3.104	Liberia	412	List of stations in alphabetical order	595	
4.3.105	Angola	412	Index	626	
4.3.106	Mauritius	415			
4.3.107	Islands in the Indian Ocean south of the Equator	417			
4.3.108	Madagascar	420			
4.3.109	Mozambique	423			
4.3.110	Zambia	426			

## 12. Fortsetzung Referat: Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde"

Bullrich, K.: Die farbigen Dämmerungserscheinungen. Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Stuttgart 1981.

Roach, F., Gordon, J.: The Light of the Night Sky. D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland 1973.  
Dordrecht, Holland 1973.

O'Connell D.: The Green Flash and Other Low Sun Phenomena. Photographs by Treusch, C.- Vatican Observatory, North Holland Publishing Company, Amsterdam, Interscience Publishers Inc., New York 1958.

### 4. Erdnaher Weltraum

Kertz, W.: Einführung in die Geophysik I, Erdkörper. BI Hochschultaschenbücher, Bd.275, 1986.

Einführung in die Geophysik II, Obere Atmosphäre und Magnetosphäre. BI Hochschultaschenbücher, Bd.535. Bibliographisches Institut, Mannheim, Wien, Zürich 1986.

Ratcliffe, J.: Sonne, Erde, Radio. Die Erforschung der Ionosphäre. Kindlers Universitäts-Bibliothek, Kindler Verlag, München 1970.

Giraud, A., Petit, M.: Ionosphäric Techniques and Phenomena. Geophysics and Astrophysics Monographs, Vol.13. D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland 1978.

Ackermann, H.-J., Ionosphäre und Kurzwellenempfang. W.Scheunemann-Verlag, Frankfurt 1980.

Hones, E. jr.: Der Schweif der Erdmagnetosphäre. In: Spektrum der Wissenschaft, 1986 Heft 5, p.120-131. Spektrum-der-Wissenschaft Verlagsges.m.b.H. & Co., Heidelberg 1986.

Egeland, A., Holter, Ø., Omholt, A. (ed.): Cosmical Geophysics. Scandinavian University Books, Universitetsforlaget, Oslo, Norwegen 1973.

Whitten, R., Poppoff, I.: Fundamentals of Aeronomy. J.Wiley & Sons Inc., Chichester UK 1971.

Syum-Ichi Akasofu, Chapman, S.: Solar-Terrestrial Physics. An account of the wave and particle radiations from the quiet and the active sun, and of the consequent terrestrial phenomena. Oxford University Press, Oxford UK 1972.

Inhaltsverzeichnis:

A.Egeland, Ø.Holter, A.Omholt: Cosmical Geophysics. Oslo 1973.

PREFACE	5	3.1. Introduction	45
CONTENTS	7	3.2. Geomagnetic Measurements	47
Chapter 1		3.3. Maps and Mathematical Descriptions	47
COSMICAL GEOPHYSICS; HISTORIC PREAMBLE	11	3.4. Secular Variations	55
A. Egeland, Ø. Holter, and A. Omholt		3.5. Paleomagnetism	56
1.1. Introduction	11	3.6. Origin of the Main Field and of the Secular Variation	57
1.2. Aurora	12	3.7. Diurnal Magnetic Variations	58
1.3. The Ionosphere	13	3.8. Geomagnetic Activity Indices	61
1.4. Development of Cosmical Geophysics; a Short Summary	15	References	61
References	17	Exercises	61
Chapter 2		Chapter 4	
SOLAR RADIATION AND PARTICLE EMISSION	19	THE NEUTRAL ATMOSPHERE	63
E. Jensen		E. Hestvedt	
2.1. Introduction	19	4.1. Introduction	63
2.2. General Description of the Sun	19	4.2. Temperature and Density	64
2.3. The Electromagnetic Spectrum of the Quiet Sun	30	4.3. Photodissociation	64
2.4. Particle Emission from the Quiet Sun; the Solar Wind	33	4.4. Recombinations	67
2.5. Emission from the Active Sun	34	4.5. The O-O <sub>2</sub> Model	67
References	43	4.6. Photochemical Models with Vertical Transport	69
Chapter 3		4.7. The Oxygen-Hydrogen Model	70
THE GEOMAGNETIC FIELD	45	4.8. The Oxygen-Hydrogen-Nitrogen Model	71
F. Eleman		References	71
		Chapter 5	
		FORMATION OF THE IONOSPHERE	73
		B. Landmark	

5.1. Introduction	73	9.2. Perturbation Theory	122
5.2. Mechanisms of Ion Production and Loss	73	9.3. Drift Velocity and Macroscopic Velocity	128
5.3. The Chapman Layer	74	9.4. Motion along Geomagnetic Field Lines	130
5.4. The E-Layer	76	9.5. Transverse Drifts in the Magnetosphere	131
5.5. The F-Region	77	9.6. Adiabatic Invariants	135
5.6. The D-Region	78	9.7. The Magnetic Shell Parameter	137
References	80	9.8. Basic Principles of L-Diffusion	138
		9.9. Adiabatic and Non-Adiabatic Acceleration	140
Chapter 6		References	141
AIRGLOW	81	Exercises	141
G. Kvitte		Chapter 10	
6.1. Introduction	81	PARTICLE OBSERVATIONS IN THE MAGNETOSPHERE	143
6.2. Nightglow	83	F. Söraas	
6.3. Twilight and Dayglow	88	10.1. Introduction	143
References	92	10.2. Particle Motion and Flux Relations	143
Chapter 7		10.3. Magnetic Control of Particle Population	145
THE SOLAR WIND	93	10.4. Distant Regions of the Magnetosphere	149
C.-G. Fälthammar		10.5. Stable Trapping Region	150
7.1. Brief Historical and Theoretical Background	93	10.6. Sources and Losses	156
7.2. Interplanetary Plasma	95	References	160
7.3. Interplanetary Magnetic Field	98	Chapter 11	
7.4. Solar Wind Properties and Geomagnetic Activity	101	AURORAL PARTICLES	161
References	102	B. Hultqvist	
		11.1. Introduction	161
Chapter 8		11.2. The Distribution and Dynamics of Auroral Particles in the Magnetosphere	162
THE MAGNETOSPHERE	103	11.3. Energy Spectra of Auroral Particles	172
L. P. Block		11.4. Pitch Angle Distribution	174
8.1. Introduction	103	11.5. Acceleration and Precipitation Mechanisms	177
8.2. Description of the Magnetosphere	103	References	179
8.3. Interaction between the Ionospheric and Magnetospheric Plasmas	113	Chapter 12	
8.4. Laboratory Simulation of Magnetospheric Phenomena	116	ELECTRODYNAMICS OF THE IONOSPHERE	181
References	118	R. Boström	
Exercises	118	12.1. Introduction	181
Chapter 9			
MOTION OF CHARGED PARTICLES IN THE MAGNETOSPHERE	121		
C.-G. Fälthammar			
9.1. General Characteristics	121		

13. Fortsetzung Referat: Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde"  
Inhalt: Egeland, Holter, Omholt, Cosmical Geophysics. Oslo 1973.

12.2. A Generalized Ohm's Law	181	16.3. The Auroral Spectrum	222	19.4. Propagation of Radio Waves in the Earth's Ionosphere	274	22.6. Temporal Variation	317
12.3. Motion of Ions and Electrons	181	16.4. Hydrogen and Helium Lines	228	References	281	22.7. Correlation of Radio Aurora with other Upper Atmosphere Parameters	317
12.4. Ionospheric Conductivities	183	16.5. Height Distribution of Aurora	231	Exercises	281	22.8. Auroral Scattering Mechanisms	319
12.5. Electric Field Spreading	185	16.6. Temperatures from Auroral Spectra	233			22.9. Conclusion	324
12.6. Polarization Electric Fields	187	References	235			References	324
12.7. Drift Motion of Ionization Irregularities	188			Chapter 20		Exercises	325
12.8. Electric Field Measurements	190	Chapter 17		DISCUSSION OF RADIO EXPERIMENTS	283		
References	191	AURORAL ZONE X-RAYS	237	O. Holt		Chapter 23	
Exercises	191	H. Trefall		20.1. Introduction	283	COSMIC RAYS	327
		17.1. Introduction	237	20.2. Measurements of the Real Part of the Refractive Index	283	B. Peters	
Chapter 13		17.2. Methods of Observation	237	20.3. Measurements of the Imaginary Part of the Refractive Index	289	23.1. Introduction	327
PERTURBATIONS OF THE GEOMAGNETIC FIELD	193	17.3. Production and Propagation of X-Rays	238	20.4. Fading and Scintillation	294	23.2. Methods for Detection and Identification of Cosmic Rays	328
B. Hultqvist		17.4. Energy Spectra	239	20.5. Scattering	295	23.3. The Geomagnetic Effect	329
13.1. Magnetic Storms	193	17.5. Morphology and Associated Time Variations	240	References	298	23.4. Solar Modulation	330
13.2. Polar Magnetic Substorms	197	17.6. Origin of Precipitating Energetic Electrons	242	Exercises	298	23.5. Cosmic Rays of Solar Origin	331
References	201	17.7. Intrinsic Time Variations	243			23.6. Galactic Cosmic Rays	332
Exercises	201	17.8. Auroral Zone X-Rays, CNA and Aurora	245	Chapter 21		23.7. The Propagation of Cosmic Rays in the Galaxy	334
		17.9. Summary	245	MICROPULSATIONS, WHISTLERS, AND VLF EMISSIONS	301	23.8. Secondary Cosmic Rays in the Atmosphere	336
Chapter 14		References	245	T. Stockflet Jörgensen		23.9. Cosmic Ray Produced Radioactive Tracers	337
AURORAL MORPHOLOGY	203			21.1. Introduction	301	References	338
A. Omholt		Chapter 18		21.2. Propagation in the Magnetosphere	304		
14.1. The Auroral Display	203	WAVES IN PLASMAS	247	21.3. Generation	306	APPENDIX	
14.2. Morphology	206	Ø. Holter and A. Kildal		21.4. Diagnostics of the Magnetosphere	308	A1. Physical Constants	339
14.3. Rapid Variations - Pulsations	209			21.5. Concluding Remarks	310	A2. Conversion Table for SI-Units to cgs-Units	340
References	210	18.1. Introduction	247	References	310	A3. Units Expressed in SI-Units	340
Exercise	210	18.2. Basic Equations	247			A4. Decadic Prefixes	341
		18.3. Waves in a Cold Plasma	249	Chapter 22		A5. Expressions for $\nabla$ , $\nabla \cdot$ , $\nabla \times$ , and $\nabla^2$ in Curvilinear Coordinates	341
Chapter 15		18.4. The Dispersion Relation in Special Cases	255	SCATTERING OF RADIO WAVES FROM AURORAL IONIZATION	311	A6. Vector Identities	342
PARTICLE PRECIPITATION: SCATTERING AND ABSORPTION	211	18.5. Ion Whistlers	258	A. Egeland		A7. Integral Theorems	342
B. N. Mæhlum		18.6. Longitudinal Waves	260	22.1. Introduction	311	A8. Definition of Particle Fluxes	342
15.1. Introduction	211	18.7. The Two-Stream Instability	263	22.2. Measuring Methods of Auroral Reflections	311	A9. The Electromagnetic Spectrum	342
15.2. Electrons	212	References	264	22.3. Echoe Amplitude vs. Function of Aspect Angle	313	Symbol Index	343
15.3. Protons	217	Exercises	265	22.4. Echoe Amplitude vs. Wavelength	314	Subject Index	347
References	219			22.5. Doppler Shift Measurements	315		
		Chapter 19					
Chapter 16		RADIO WAVE PROPAGATION	267				
PARTICLE PRECIPITATION: IONIZATION AND EXCITATION	221	E. V. Thrane					
A. Omholt		19.1. Introduction	267				
16.1. Introduction	221	19.2. The Appelton-Hartree Formulae	267				
16.2. Ionization	221	19.3. The Physical Significance of the Appelton-Hartree Formulae	269				

15.Fortsetzung Referat: Ausgewählte Literatur zu "Planet Erde"

- Bruzek, A., Durrant, C.: Illustrated Glossary for Solar and Solar-Terrestrial Physics. Astrophysics and Space Science Library, Vol.69. D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland 1977.
- Brekke, A., Egeland, A.: Nordlyset. Fra mytologi til romforskning. Grondahl & Søn Forlag A.S., Oslo 1979.
- Harang., L.: Das Polarlicht und die Probleme der höchsten Atmosphärenschichten. Akademische Verlagsgesellschaft Becker & Erler KG, Leipzig 1940.
- Falck-Ytter, H.: Das Polarlicht. Nordlicht und Südlicht in mythischer, naturwissenschaftlicher und apokalyptischer Sicht. Photos von T.Lövgren. Verlag Freies Geistesleben m.b.H., Stuttgart 1983. Ausgezeichnete Farbaufnahmen des Polarlichtes.
- Dieminger, W.: Kenntnis vom erdnahen Raum im Wandel eines Jahrhunderts. Nova Acta Leopoldina, Abhandlungen der Deutschen Akademie der Naturforscher Leopoldina, Neue Folge Nr.199, Bd.36. Johann Ambrosius Barth, Leipzig 1971.

Dank

Für überaus hilfsbereite Beratung bei der Zusammenstellung dieser Unterlagen sowie für die Besorgung von Unterlagen dazu möchte ich vielmals danken:

- Univ.-Prof.Dipl.Ing.Dr.K.Bretterbauer, Vorstand des Instituts für Theoretische Geodäsie und Geophysik der TU Wien;
- Hofrat Dipl.Ing.Dr.E.Erker, Leiter der Abt.Erdmessung, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien;
- Dr.O.Harang, Nordlichtobservatorium u. Nordlichtplanetarium, Tromsø;
- Univ.-Doz.Dr.G.Kurat, Leiter der Mineralogisch-Petrographischen Abteilung am Naturhistorischen Museum, Wien;
- Dr.A.Machalek, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien sowie Frau M.Schmalhofer (Bibliothek, ebendort);
- Dipl.Ing.H.Slamanig, Institut für Weltraumforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Graz;
- Univ.-Ass.Dipl.Ing.R.Weber, Institut für Theoretische Geodäsie und Geophysik, TU Wien.

Prof.H.Mucke  
Haserwartgasse 32  
A-1238 Wien

Referat: Aus der Erforschungsgeschichte der Erde

1. Form, Größe und Oberfläche der Erde

3800 v.Chr. Tonteller mit Darstellung des nördlichen Teiles von Mesopotamien.

2400 v.Chr.: Babylonische Welt: Kreisförmig, umgeben von Ring aus Wasser.

1500 v.Chr.: Stadtplan von Nippur mit Fluß, Kanälen, Ufermauern, Stadtoren, Tempel.

600 v.Chr.: Thales hält die Erde für eine flache Scheibe. Sie schwimmt auf dem Wasser, darüber halbkugelförmiger Himmel. Phönizische Flotte fährt durch das Rote Meer nach Süden, umrundet Afrika und kehrt durch die "Säulen des Herkules" ins Mittelmeer zurück. Herodot berichtet, diese Reise sei auf Befehl des Pharao Necho unternommen worden.

um 500 v.Chr.: Pythagoräer halten die Erde für kugelförmig.

um 450 v.Chr.: Weltkarte des Herodot. Afrika, Asien, Europa.

um 340 v.Chr.: Aristoteles gibt vier Beweise für die Kugelgestalt der Erde an und schätzt Erdumfang zu 400 000 Stadien, was ca. 74 000 km entspricht: Sichtbare Krümmung der Meeresfläche / Veränderung der Sternhöhen mit der geographischen Breite / Unterschiedliche Sonnenhöhen (Uhrzeiten) auf verschiedenen geographischen Längen / Kreisförmiger Erdschatten auf dem Mond bei Mondfinsternis.- Erde von Wasser umgeben, Wasser von der Luft; das Ganze im Äther eingebettet.

um 230 v.Chr.: Erdmessung des Erathostenes mit Bogen Alexandria-Syene (Assuan). Bei Sommerbeginn kulminiert die Sonne in Assuan im Zenit (spiegelt sich in Brunnen), in Alexandria jedoch Zenitdistanz  $7,2^\circ = 1/50$  des vollen Winkels. Daher Distanz Alexandria-Syene mit 5000 Stadien ebenfalls  $1/50$  des Erdumfanges, mit der Länge des Stadions nach Jordan zu 185m ergäbe sich Erdumfang zu 46 250 km. Länge des Stadions unsicher bekannt, mit 148,8m ergäbe sich 37 200 km.

um 150 v.Chr.: Hipparchos versucht Erdmessung aus Mondfinsternissen und erhält aus den Ortszeitunterschieden bei verschiedenen geographischen Längen 32 148 km - von Ptolemaios übernommen und ins Mittelalter überliefert.

Durch Nova von 134 v.Chr. angeregt, legt er Sternverzeichnis von 1080 Sternen an und entdeckt durch Vergleich seiner und früherer Sternkoordinaten die Präzession, 129 v.Chr. Geographische Breiten zählt er vom Äquator, Längen vom Meridian von Rhodos aus.

um 150 n.Chr.: Ptolemaios. Erste Theorie des Weltalls, auf geometrischer Basis. Erde ist unbewegte Weltmitte, die beobachteten Bewegungen der Gestirne werden als wirkliche aufgefaßt: "Geozentrisches System".  
Große Weltkarte des Ptolemaios.

3.Jhdt. Laktanz: "Kann jemand so närrisch sein zu glauben, daß es Menschen gibt, deren Fußsohlen nach oben und deren Köpfe nach abwärts gerichtet sind? Oder daß es Gegenden gibt, wo Bäume und Sträucher abwärts wachsen oder der Regen und Hagel aufwärts fallen? Absurd und lügenhaft sind solche Behauptungen".

## 1. Fortsetzung Referat: Aus der Erforschungsgeschichte der Erde

Häufig wird die Erde wieder - bis ins 13. Jahrhundert - für scheibenförmig gehalten, manchmal sogar rechteckig (die vier Ecken der Welt).

- 827 Al Mamun führt erste Meridiangradmessung bei Bagdad durch.
- um 1000 erreicht der Wikinger Leif Ericson die Ostküste Amerikas.
- um 1300 wird der Kompaß in Europa bekannt. Gioja baut eine nach Windstrichen geteilte Kreisscheibe mit Magnetnadel. Erste Seekarte (Pisaner-Karte) mit einem Netz von Kompaßstrichen.
- 1375 Katalanischer Weltatlas aus der Fachschule für Kartographen auf Mallorca: Damals beste Seekarten.
- 1474 Weltkarte des Toscanelli
- 1486 Diaz erreicht das Kap der Guten Hoffnung.
- 1492 Entdeckung Amerikas. Zuerst erreicht Kolumbus Haiti. Vasco da Gama fährt nach Indien.  
Behaim in Nürnberg stellt den ersten Erdglobus mit den neuen Erkenntnissen der Entdeckungsreisen her.
- 1519-1522 Weltumsegelung des Magellan.
- 1543 Copernicus: Heliozentrisches System. Erde als Planet.
- 1585 Merkator veröffentlicht seine Weltkarte in der heute nach ihm benannten Projektion.
- 1590 Praetorius, Nürnberger Mathematiker, erfindet den Meßtisch. Die Landkarte ergibt sich durch Visieren von Basisendpunkten.
- 1614 Snellius erfindet die Methode der Triangulation. Löst alte Längenmessung durch Aneinanderlegen von Stangen ab. Erste Dreieckskette: In Holland, von Alkmar nach Bergen op Zoom.
- 1671 Picard ermittelt durch Triangulation ersten guten Wert des Erdradius: "Mesure de la terre". Bogen Paris-Amiens.
- 1672 Marsopposition in Paris und Cayenne zwecks Entfernungsmessung beobachtet. Richer bemerkt in Cayenne, daß die mitgenommene Pariser Pendeluhr dort pro Tag 2 Minuten nachgeht, Pendel muß um 3,9mm verkürzt werden. Newton: Dies liegt nicht nur in der unterschiedlichen Fliehkraft, sondern größtenteils in unterschiedlicher Anziehungskraft der Erde. Erde muß abgeplattet sein.
- 1670-1730 Streit um die Erdform. Physiker: Erde an den Polen abgeplattet; Geodäten: Erde an den Polen spitz.
- 1735-1745 Expeditionen der Pariser Akademie zur Messung des Meridiangrades in Äquatornähe (Peru: Bouguer, Godin, La Condamine) und in Polnähe (Lappland: Maupertuis, Clairaut, Camus, Celsius). Beide erhalten: Meridiangrad ist in Polnähe länger als in Äquatornähe, Erde an den Polen abgeplattetes Drehellipsoid. Ursache: Erddrehung.
- 1800 Endgültiger Beweis der Erdabplattung durch Laplace aus den Störungen der Mondbahn durch nicht kugelförmige Erde. Ohne Meßgerät ist die Erdabplattung aus dem Weltraum nicht erkennbar.
- 1838 Bessel: Erdfigur "diejenige Fläche, in welcher sich die Oberfläche des Wassers eines mit dem Meere zusammenhängenden, die Erde bedeckenden Netzes von Kanälen befinden würde".



## 2. Fortsetzung Referat: Aus der Erforschungsgeschichte der Erde

- 1841 Bessel bestimmt die Dimensionen der Erde: Bessel'sches Ellipsoid".
- 1873 Listing schlägt vor, die Erdfigur "Geoid" zu nennen. Das Geoid ist diejenige Fläche, welche die ungestörte Oberfläche der Weltmeere bildet und die in Gedanken unter den Kontinenten fortgesetzt wird. Die Geodäsie bestimmt die Höhen aller Punkte mit Bezug auf das Geoid. Die Geoidfläche weicht vom Ellipsoid nur um Beträge von unter 100 m ab!
- 1892 Boys bestimmt die mittlere Dichte der Erde.
- 1909 Peary erreicht den geographischen Nordpol.
- 1911 Amundsen erreicht den geographischen Südpol
- 1924 Internationales Erdellipsoid (Hayford).
- 1958 Erdabplattung durch Satellit "Explorer I" verbessert.
- 1962 Erster geodätischer Satellit.

### 2. Bewegungen der Erde

- 365 v.Chr. Sphärentheorie des Eudoxos. Die scheinbaren Bewegungen der Wandelgestirne werden in Kreisbewegungen um die Erde als Mittelpunkt zerlegt.
- 280 v.Chr. Aristarch: Heliozentrisches System. Aus Mondbeobachtungen folgt, daß die Sonne wesentlich größer als die Erde sein muß - Begründung für deren Mittelpunktsrolle. Erde Planet!
- 129 v.Chr.: Hipparchos entdeckt die Präzession.
- um 150 n.Chr.: Ptolemaios definiert in der "Syntaxis" die Erde als unbewegte Weltmitte und wendet die Epizykeltheorie praktisch auf die Beschreibung der Wandelgestirnbewegungen an.
- um 1380 meint Nicolaus von Oresme in philosophischen Schriften, die Erde drehe sich.
- 1512 Copernicus: Grundzüge des heliozentrischen Systems im "Commentariolus": Erddrehung; Erdumlauf um die Sonne; Bewegung der Erdachse; alle Planeten umkreisen die Sonne, nur der Mond die Erde. Sonne ist Weltmitte und Mitte der Fixsternsphäre.
- 1543 Copernicus: "De Revolutionibus Orbium Coelestium". Planetenbahnkreise liegen exzentrisch zur Sonne.
- 1582 Tychonisches Weltsystem. Sonne und Mond umkreisen die sich drehende Erde, die Planeten umkreisen die Sonne. Ähnliches System von Reymers.
- 1602 Galilei entdeckt die Fallgesetze.
- 1609 Kepler: "Astronomia Nova" mit 1. und 2. Kepler'schem Gesetz. Damit die Struktur und Bewegungsverhältnisse im Sonnensystem aus Beobachtungen mit freiem Auge (Tycho, 11') ermittelt. Scheinbare Wandelgestirnbewegung in gleicher Genauigkeit dargestellt. Empirisch gefundene Gesetze; Kepler sucht Begründung.
- 1619 Kepler: "Harmonices Mundi" mit 3. Kepler'schem Gesetz.
- 1627 Kepler: "Rudolfinische Tafeln".

### 3. Fortsetzung Referat: Aus der Erforschungsgeschichte der Erde

- 1645 Bullialdus: Sonne übt eine im umgekehrten Verhältnis zur Entfernung stehende Kraft aus.
- 1657 Huygens erfindet die Pendeluhr.
- 1666 Newton: Sonne zieht Planeten, Planeten ziehen Sonne an. Anziehungsfähigkeit ist allgemeine Eigenschaft der Materie. Grundlage für das Gravitationsgesetz.
- 1672 Cassini und Richer bestimmen die Entfernung des Mars in der Opposition 1672 aus Beobachtungen in Paris und Cayenne. Damit erstmals Entfernungsmaßstab im Sonnensystem ermittelt: Sonnenparallaxe  $9,5''$ , daraus Astronomische Einheit.
- 1682 Newton: Gravitationsgesetz. Produkt der Anziehungsfähigkeiten (Massen) zweier Körper ist direkt und Quadrat der Entfernung beider der Gravitationskraft zwischen diesen umgekehrt proportional.
- 1687 Newton: "Principia mathematica philosophia naturalis". Konsequenzen aus dem Gravitationsgesetz. Kepler'sche Gesetze sind Spezialfall für sehr kleine Planetenmassen gegenüber Sonnenmasse. Zweikörperproblem: Beide Körper beschreiben Ellipsen um den gemeinsamen Schwerpunkt. Störungen durch weitere Körper. Grundlage der klassischen Mechanik.
- 1725 Bradley findet zusammen mit Molyneux die Aberration des Lichtes bei Versuchen, an  $\gamma$  Dra Parallaxe zu messen: Erdumlauf.
- 1747 Bradley findet die Nutation.
- 1761 Nach Vorschlag Halley's und Delisle's Venusdurchgang zur Bestimmung der Astronomischen Einheit an 72 Stationen beobachtet. Ergebnisse befriedigen nicht recht. Bessere Ergebnisse:
- 1769 Erneut Venusdurchgang weltweit beobachtet - Cook auf Tahiti.
- 1804 Benzenberg führt genauere Fallversuche zum Beweis der Erdrotation durch.
- 1838 Bessel mißt erste Fixsternparallaxe an 61 Cyg mittels Heliometer. 402 Messungen von Aug. 1837 bis Okt. 1838 ergeben eine Parallaxe von  $0,314''$ , entsprechend Entfernung von 11 Lichtjahren. Lang gesuchter, wichtigster Beweis für Erdumlauf und Sonnennatur der Sterne.
- 1851 Foucault'scher Pendelversuch. 1852 im Pantheon, Paris. Starker physikalischer Beweis für die Erddrehung.
- 1888 Küstner findet die Polschwankung; führt zur Gründung des Internationalen Breitendienstes.
- 1912 Bigourdan: Gründung des Bureau International de l'heure in Paris.
- 1916 Michelson weist Gezeiteneinfluß auf die feste Erdoberfläche nach.
- 1929 Marrison: Piezoelektrischer Effekt zum Bau einer Quarzuhr ausgenützt. Ermöglicht Nachweis: Erddrehung unregelmäßig!
- 1937 Stoyko entdeckt jahreszeitliche Schwankung der Erdrotation infolge meteorologischer Einflüsse.
- 1958 Erste praktisch verwendbare Atomuhr.
- 1960 Bestimmung der Astronomischen Einheit mittels Radar (Venus).

#### 4. Fortsetzung Referat: Aus der Erforschungsgeschichte der Erde

- 1960 Einführung der Ephemeridenzeit ET in den internationalen astronomischen Jahrbüchern. Die auf den Drehverhältnissen der Erde zum Zeitpunkt 0. Januar 1900 beruhende, gleichförmig ablaufende Ephemeridenzeit ersetzt die unregelmäßig immer langsamer ablaufende Weltzeit. Die bisher als Korrekturgrößen in den Theorien der Wandelgestirne auftretenden Anomalien im Ablauf der Zeitskala Weltzeit werden nun über den Unterschied  $\Delta T = \text{Weltzeit} - \text{Ephemeridenzeit}$  berücksichtigt; dieser kann bis 1620 zurück aus Beobachtungen ermittelt und genähert analytisch formuliert werden (Extrapolation).
- 1984 Ersatz der Ephemeridenzeit durch Erddynamische Zeit, Terrestrial Dynamical Time, TDT.

#### 3. Atmosphäre der Erde

- Vom 7. Jhdt. v. Chr. an: Wetteraufzeichnungen in den astronomischen Tagebüchern und verwandten Texten aus Babylonien. "Die Tagebücher enthalten eine Menge Information über Wetter und Klima. Es scheint, daß das Wetter ebenso wie Himmelserscheinungen registriert wurde" (Hunger).
- um 340 v. Chr. Aristoteles: "Meteorologie" nach Grundsätzen der Lehre von den Elementen. Diese formen sich in den Gegensätzen "heiß, leicht, trocken; kalt, schwer, feucht" zu den sichtbaren Dingen am Himmel um.  
Auch meteorologische Optik beachtlich entwickelt.
10. Jhdt. n. Chr.: Arabischer Geheimbund "Lautere Brüder" befaßt sich auch mit Meteorologie, besonders mit meteorologischer Optik.
16. Jhdt.: Begründung der Wissenschaft vom Wetter: Leonardo da Vinci.
- 1542 Nonius beschreibt die Dämmerung und erklärt sie geometrisch.
- 1597 Galilei konstruiert ein Luft-Thermometer.
- 1608 Drebbel: Windsysteme der Erde entstehen durch Lufterwärmung.
- 1632 Descartes veröffentlicht Gesetz der astronomischen Strahlenbrechung in seiner Dioptrik, doch war es bereits Harriot 1602 - der es aber nicht publizierte - bekannt. Brahe und Kepler verwenden unterschiedliche Refraktionsbeträge für verschiedene Gestirne. Das Phänomen der astronomischen Refraktion war bereits Kleomedes, um 175 n. Chr., bekannt.
- 1643 Torricelli regt Viviani zum Bau des Quecksilberbarometers an, erklärt es richtig und begründet die Lehre vom Luftdruck.
- 1662 Boyle: Gesetzmäßigkeiten bei allen Gasen
- 1724 Fahrenheit legt Fixpunkte der Thermometerskala fest.
- 1729 Bouguer gibt Prinzipien der Lichtstärkenmessung an; er behandelt erstmalig die Absorption von Sternlicht in der Atmosphäre.
- 1735 Hadley erklärt Richtung der Passatwinde durch die Erddrehung und erklärt damit die planetarischen Windsysteme überhaupt.
- 1742 Celsius: "Zwei beständige Punkte auf einem Thermometer" (Gefrierpunkt und Siedepunkt von Wasser).
- 1746 Winkler entdeckt die elektrische Natur der Blitze.

## 5. Fortsetzung Referat: Zur Erforschungsgeschichte der Erde

- 1760 Lambert liefert Theorie und Praxis der Strahlungskunde.
- 1773 Scheele entdeckt, daß Luft keine Element ist, sondern sich aus verschiedenen Gasen zusammensetzt.
- 1774 Lavoisier entdeckt in der Luft ein die Verbrennung und Atmung förderndes Gas, das er wegen dessen Fähigkeit, Säuren zu bilden, Sauerstoff nennt. Der andere Luftanteil hat diese Eigenschaften nicht (Stickstoff).
- 1783 Charles nimmt als Erster bei Freiballonfahrten wissenschaftliche Instrumente mit - Thermometer und Barometer.
- 1793 Regentheorie von Hutton.
- 1802 Howard klassifiziert Wolken: Federwolken (Cirrus), Haufenwolken (Cumulus), Schichtwolken (Stratus), Regenwolken (Nimbus).
- 1804 Aerostatische Reisen (Thermometer, Barometer, Hygrometer) von Biot und Gay-Lussac im Ballon bis in 7016m über dem Meer.
- 1817 A.v.Humboldt: Erste schematische Karte der Isothermen.
- 1827 Reales Klima: Berücksichtigung geographischer Gegebenheiten bei der Verarbeitung der Wetterbeobachtungen zu einer Wetterkunde (A.v.Humboldt): "Jeder Ort hat zweifaches Klima: Eines, das die allgemeinen und fernen Ursachen, und ein anderes, das spezielle, nahe liegende Verhältnisse der Localität bestimmen".
- 1842 Wetterkarte wird zu einem Hilfsmittel für die Untersuchung meteorologischer Vorgänge entwickelt (Loomis).
- 1852 Farbe des Himmels: Trübe Medien erscheinen im auffallenden Licht vor einem dunklen Hintergrund blau, im durchfallenden gelb oder rot (Brücke). - Später Lord Rayleigh: Gewöhnliches Reflexionsgesetz nicht mehr anwendbar, wenn reflektierende Teilchen kleiner sind als Lichtwellenlängen, Dann senden sie wie viele leuchtende Körper selbst Licht aus: "Rayleigh'sche Streuung" mit starker Bevorzugung kurzer Wellenlängen.
- 1863 vom 16. September an erscheinen in dem von Le Verrier seit 1856 herausgegebenen "Bulletin international de l'Observatoire imperial" tägliche Wetterkarten. Damit die beobachtungsmäßige Begründung der dynamischen Meteorologie.
- 1881 Aitken legt Bedeutung des Staubes für die Kondensation des Wasserdampfes dar.
- 1886 Bezold: "Erste Mitteilung zur Thermodynamik der Atmosphäre". Vor ihm behandeln bereits W.Thomson, Helmholtz, Hann, Peslin und Reye die Temperaturänderung adiabatisch auf- und absteigender feuchter Luft.
- 1887 Köppen: Physik der Wolken und Niederschläge.
- 1904 Lenard: Physik der mit fallendem Regen verbundenen Erscheinungen.
- 1906 Köppen: Klimakunde. Unter Klima wird der mittlere Zustand und gewöhnliche Verlauf der Witterung an einem gegebenen Ort verstanden. Einteilung der Erde in Klimazonen bereits im Altertum: Tropenzone (zwischen Wendekreisen), nördliche/südliche gemäßige Zone (zwischen Wende- und Polarkreisen) und nördliche/südliche Polarzone (zwischen Polarkeis und Pol).
- 1911 Hettner: Die Klimate der Erde.

## 6. Fortsetzung Referat: Zur Erforschungsgeschichte der Erde

- 1931 Piccard gelangt erstmals in die Stratosphäre: 15 781 m.
- 1948 Scherhag: Wetteranalyse - Wetterprognose nach Einführung der Höhendruckkarte (1936) und Vorhersagekarte (1939) in die Praxis der Wettersvorhersage.
- 1954 Erstmals Zusammensetzung der Atmosphäre in über 100 km Höhe, mit Ballonen, gemessen.
- 1960 Erster Wettersatellit: Television Infra-Red Observation Satellite (TIROS), 700 km hoch. Neue Ära der Meteorologie.

## 4. Erdinneres

- 16. Jhdt.: Leonardo da Vinci studiert Fossilien in Hinblick auf Erdinneres.
- 1695 Woodward: "Versuch einer Naturgeschichte der Erde".
- 1749 Leibnitz: "Protogaea" posthum veröffentlicht. Theorie der Erdentstehung durch Abkühlung heißer Gasmassen.
- 1781 Werner: Vorlesungen über Geognosie, Mineralogie und Bergbaukunde. Anfang der Geologie als selbständige Wissenschaft. Klassifizierung der Gesteine nach Zusammensetzung und Formation (Schicht). Er stellt die Theorie des Neptunismus auf, nach der alle Gesteine durch Ablagerungen aus dem Seewasser entstanden sind.
- 1795 Hutton: "Theorie der Erde mit Beweisen und Illustrationen". Stellt dem Neptunismus den Vulkanismus gegenüber: Viele Gesteine waren früher in geschmolzenem Zustand und enthalten keine Fossilien. Daher Annahme: Erdinneres ist heiß. Nicht nur Vulkane, sondern dadurch auch Verlagerungen ganzer Erdschichten.
- 1797 Cavendish: Dichtebestimmung der Erde.
- 1830 Lyell stellt Grundlagen der Geologie auf. Prinzip der Uniformität: Durch Anwendung unveränderlicher Regeln alles erklärbar, gewaltige Zeiträume: Nicht einige tausend, sondern Millionen Jahre als Erdalter angenommen.
- 1838 Steinheil entdeckt elektrische Leitfähigkeit der Erde.
- 1888 Schweremessungen von Eötvös - Begründung der modernen Geophysik.
- 1897 Wichert: Dichtebestimmungen der Erde, wobei er Unterschiede erschließt und erstmalig Schichtenaufbau vermutet: Mantel und Kern.
- 1906 Oldham: Erdkern seismisch nachgewiesen.
- 1912 Wegener: Kontinentaldrift - Plattentektonik.
- 1939 Jeffreys: Schichtenaufbau der Erde, wie er in großen Zügen noch heute gilt: "The Earth, its Origin, History, and physical Constitution". Kruste, Außenmantel, Übergangsschicht, Innenmantel, Übergangsschicht, Äußerer Kern, Übergangsschicht, Innerer Kern. Schichtgrenzen heute auf 1% der Tiefe bekannt.

## 7. Fortsetzung Referat: Zur Erforschungsgeschichte der Erde

### 5. Erdmagnetfeld und erdnaheer Weltraum

- 1544 Hartmann entdeckt die magnetische Inklination.
- 1600 Gilbert: "De magnete". Erde als großer, permanenter Magnet.
- 1621 Gassendi beschreibt das Nordlicht.
- 1634 Gellibrand bemerkt die über Jahre veränderliche Mißweisung der Kompaßnadel und folgert daraus eine Bewegung der magnetischen Pole: Entdeckung der magnetischen Deklination.
- 1702 Halley zeichnet erste Magnetkarte der Erde.
- 1721 Whiston: Karte der magnetischen Inklination.
- 1722 Graham: Magnetische Stürme beobachtet.
- 1731 De Mairan vermutet die Sonne als Ursache des Nordlichtes.
- 1741 Celsius: Nordlicht und magnetische Variationen stehen mit einander in Verbindung.
- 1770 Wilcke beobachtet, daß die Nordlichtstrahlen parallel zu den magnetischen Feldlinien sind.
- 1773 Cook beschreibt das Südlicht.
- 1784 Cavendish mißt erstmals verlässlich die Höhe von Polarlichtern.
- 1808 Humboldt stellt die Theorie der magnetischen Stürme auf.
- 1824 Poisson: Magnetische Dipole.
- 1827 Erste isodynamische B- und H-Karte: Hansteen.
- 1832 Gauss führt erste magnetische Intensitätsmessungen aus.
- 1833 Muncke vermutet eine "Zone der Polarlichter". Hansteen findet Einfluß des Mondes auf irdisches Magnetfeld.
- 1834 Gauss und Weber beginnen, die magnetische Deklination und Inklination der Kompaßnadel an verschiedenen Stellen der Erde zu messen. Vermutung, daß ein Großteil der Abweichungen nicht aus dem Erdinneren, sondern aus dem Weltraum stammt. "Magnetischer Verein" in Göttingen.  
Gauss konstruiert den ersten dreiachsigen Magnetographen.
- 1836 Bessel beschreibt die Formen der Kometenschweife "elektrisch-mechanisch" am Halley'schen Kometen 1835.
- 1839 Gauss stellt das Erdmagnetfeld analytisch dar.
- 1839 Tägliche Variation des Erdmagnetfeldes durch Sonne und Mond von Kreill beschrieben.
- 1843 Schwabe entdeckt den Sonnenfleckenzyklus von 11 Jahren Dauer.
- 1851 Sabine entdeckt den Zusammenhang zwischen Sonnenflecken und Störungen des Magnetfeldes der Erde.
- 1858 Broun entdeckt den 27tägigen Zyklus im Erdmagnetfeld. Humboldt findet Magnetfeldänderungen in Breite.
- 1859 Carrington weist Zusammenhang zwischen Magnetstürmen und Sonnenflares nach. Er entdeckt die differentielle Sonnenrotation.
- 1860 Loomis zeichnet erstmals ein Diagramm der Polarlichtzonen.

## 8. Fortsetzung Referat: Zur Erforschungsgeschichte der Erde.

- 1868 Ångström studiert erstmals die grüne Nordlichtlinie.
- 1874 Fritz erstellt eine Karte der Isochasmen (Linien gleicher Polarlichthäufigkeit).
- 1882 Stewart vermutet elektrische Ströme in der Hochatmosphäre.
- 1882-1883: 1. Internationales Polarjahr.
- 1892 Fitzgerald schätzt Geschwindigkeit der solaren Partikel.
- 1896 Birkeland vermutet Elektronen von der Sonne als Ursache der Polarlichter.
- 1898 Abbe: Erste richtige Polarlichthöhen.
- 1901 Marconi: Radio-Weitverbindungen.
- 1902 Kennelly, Heaviside: E-Schicht der Ionosphäre vermutet.
- 1904 Maunder: 27tägiger Magnetfeldzyklus verursacht durch Sonnenrotation.
- 1910 Størmer berechnet Elektronenbahnen in Dipolfeldern.
- 1912 Hess mißt erstmals die kosmische Strahlung.
- 1913 Vegard: Stickstoffbanden im Polarlicht nachgewiesen.
- 1919 Dynamotheorie der Ionosphäre (Chapman).
- 1920 Størmer beobachtet erstmals sonnenbelichtete Nordlichter.
- 1923 Babcock bestimmt die Wellenlänge der grünen Polarlichtlinie.
- 1924 McLennan, Shrum identifizieren Ursprung der grünen Nordlichtlinie: Sauerstoff.
- 1925 Appleton entdeckt die F-Schichte.
- 1926 Breit und Tuve messen mit dem Pulsverfahren Höhen in der Ionosphäre.
- 1930 Magnetischer Hohlraum und Ringstrom von Chapman und Ferraro vermutet.
- 1932 Appleton beobachtet Ionosphärische Stürme (black outs).
- 1932-1933: 2. Internationales Polarjahr.
- 1933 F1- und F2-Schicht von Appleton entdeckt.
- 1935 Müller vermutet Entstehung von Röntgenstrahlung in der Ionosphäre.
- 1939 Vegard beobachtet diffuse Wasserstoff-Polarlichter.
- 1942 Hey beobachtet solare Radiostrahlung.
- 1943 Hoffmeister diskutiert die Richtung der Kometenschweife.
- 1946 Erste Forschungsraketen starten in die Ionosphäre.
- 1951 Biermann fordert ständige Partikelstrahlung von der Sonne. Geladene Teilchen als Ursache für Polarlichter von Meinel nachgewiesen.
- 1953 Ausbreitung der "Whistler" von Storey erkannt.
- 1957-1958 Internationale Geophysikalisches Jahr.
- 1958 Van Allen entdeckt die später nach ihm benannten Strahlungsgürtel der Erde: Explorer I und Pioneer III.

## 9. Fortsetzung Referat: Zur Erforschungsgeschichte der Erde

1958 Parker entwickelt die Theorie des Sonnenwindes.

1959 Gringauz: Erste Messungen des Sonnenwindes.

Van Allen: Erste Messungen des Ringstroms.

1965 Alouette I: Elektronisches Echolot zu Messungen in der Hochatmosphäre.

### Literatur

Wolf., R.: Handbuch der Astronomie, ihrer Geschichte und Literatur. 2 Bände, F.Schulthess Verlag, Zürich 1890.

Schneider-Carius, K.: Wetterkunde, Wetterforschung. Geschichte ihrer Probleme und Erkenntnisse aus drei Jahrtausenden. Verlag K.Alber, Orbis Academicus, Freiburg und München, 1955.

Egeland, A., Holter, Ø., Omholt, A.: Cosmical Geophysics. Universitetsforlaget, Oslo, Bergen, Tromsø, 1973.

Bachmann, E.: Wer hat Himmel und Erde gemessen? 2.Auflage, Ott Verlag, Thun und München, 1965.

Bynum, W., Browne, E., Porter, R.: Dictionary of the History of Science. The Macmillan Press Ltd., London and Basingstoke, 1982.

Störig, H.-J.: Kleine Weltgeschichte der Wissenschaft. 3.Auflage, W.Kohlhammer Verlag, Stuttgart, Berlin, Köln, Mainz 1954.

Weitere Werke: Siehe Literatur-Referat des Seminars.

Renate Weiland  
Schwendergasse 45  
A-1150 Wien



Gastvortrag: **DIE BEWEGUNGEN DER ERDE**

1. Einführung

Dem modernen Menschen, der seine Arbeit in künstlich beleuchteten Räumen ausführt, ist nicht immer bewußt, daß unser aller Leben von den Bewegungen der Erde im Raum bestimmt wird. Die ganze Komplexität aller Bewegungen wird durch neue Beobachtungsverfahren mit extrem hoher Genauigkeit besonders deutlich. Die Bewegungen umfassen in erster Linie die Revolution der Erde um die Sonne und ihre Rotation um die eigene Achse. Zusammen mit der Neigung der Erdachse gegen ihre Bahnebene sind diese Bewegungen Ursache der Jahreszeiten und des Wechsels von Tag und Nacht. Es ist durchaus denkbar, daß diese periodischen Vorgänge höherwertiges Leben überhaupt erst ermöglichen.

Seit jeher haben Menschen den Ablauf der Zeit an den scheinbaren Bewegungen der Himmelskörper gemessen. Andere Hilfsmittel, z.B. Uhren, sind nur Behelfe zur Interpolation der Zeit. Denn jede von Menschen hergestellte Uhr hat für den Astronomen zwei wesentliche Mängel:

- a) sie läuft nicht ewig im Sinne der Himmelskörper, und
- b) sie definiert zwar eine Zeiteinheit, zählt aber nicht die Anzahl der Einheiten seit einer bestimmten Ausgangsepoche in der Vergangenheit; daher können Ereignisse der Vergangenheit dieser Uhr auch nicht mehr zugeordnet werden.

Es sei auch noch ein wesentlicher Unterschied der Astronomie zur Experimentalphysik hervorgehoben. Alle Beobachtungen von Himmelskörpern und von Ereignissen (z.B. Finsternissen) die in der Vergangenheit (zum Teil vor Jahrtausenden) gemacht wurden, stellen einen wesentlichen Beitrag zu einem noch immer laufenden Experiment dar, das auch in Zukunft fortgesetzt werden wird. Erst die Astronomie hat es z.B. ermöglicht, Berichte über historische Ereignisse des Altertums korrekt zu datieren und in eine chronologische Ordnung zu bringen!

Die Bewegungen der Erde definieren die Grundeinheiten der Zeitrechnung, das Jahr und den Tag, wobei zunächst stillschweigend die

## 1. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Unveränderlichkeit der Einheiten angenommen wird. Aber gerade das ist vor allem beim Tag nicht der Fall. Um allen Aspekten des vielschichtigen Phänomens "Zeit" gerecht zu werden, müssen wir heute mehrere Zeitsysteme nebeneinander führen.

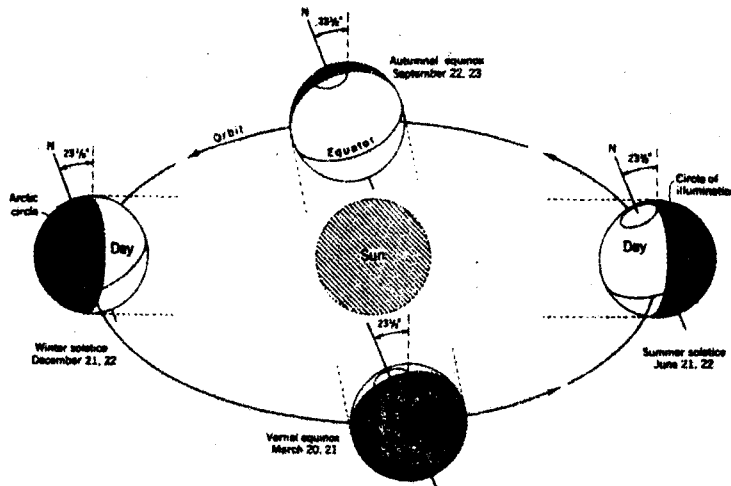
Es sei zunächst von den anderen Mitgliedern des Sonnensystems abgesehen. Kinematisch betrachtet, ist die Bewegung der Erde die Resultierende einer Translation mit der Geschwindigkeit ihres Massenzentrums und einer Rotation um eine Achse durch das Zentrum. Diese zwei Komponenten der Bewegung sind dynamisch voneinander unabhängig. Das Massenzentrum bewegt sich wie ein Massenpunkt von der Gesamtmasse der Erde auf den alle Kräfte einwirken. Die Bewegung des Erdkörpers relativ zum Massenzentrum wird durch die Momente der Kräfte bestimmt und erfolgt so, als würde das Zentrum ruhen.

Die Translation des Massenzentrums selbst ist prinzipiell durch das gravitationelle Zentralfeld der Sonne bestimmt und entspricht daher in guter Näherung einer Keplerbahn wie sie aus dem Zweikörperproblem folgt. In Wahrheit jedoch bewegt sich das Baryzentrum des Systems Erde-Mond um die Sonne. Die tatsächliche Bahn des Massenzentrums der Erde ist deshalb eine unregelmäßige, sich ständig ändernde Raumkurve. Die sich daraus ergebende scheinbare Bewegung der Sonne als Spiegelbild der Erdbewegung ist ebenso unregelmäßig.

Zur Beschreibung der Bewegungsphänomene der Erde muß eine Fundamentalebene eingeführt werden. Als diese wird die mittlere Bahnebene der Erde definiert. Ihr Schnitt mit der Himmelssphäre heißt Ekliptik. Diese Ebene ändert ihre Lage im Raum in einer langsam und gleichmäßig fortschreitenden Bewegung. Die momentane Bahnebene, definiert durch Radiusvektor und Geschwindigkeitsvektor, oszilliert leicht um die mittlere Ebene. Die Ursache ist der störende Einfluß der Planeten auf die Erdbahn, die sogen. Präzession durch die Planeten.

Die Ebene durch das Massenzentrum der Erde normal auf die Rotationsachse schneidet die Himmelskugel im Himmelsäquator. Die Rotation der Erde, ihre Revolution um die Sonne und die Bewegung des Mondes um die Erde erfolgen gleichsinnig, vom Nordpol aus betrachtet im mathematisch positiven Sinn. Die Schiefe der Ekliptik  $\epsilon$  beträgt rund  $23,5^\circ$  und unterliegt nur geringen Schwankungen. Die Bahn der Erde ist nur leicht elliptisch. Die Differenz zwischen größtem und kleinstem Abstand der Sonne (Apogäum und Perigäum) beträgt nur 5 Mill.km, bei einer mittleren Entfernung von  $149,6 \cdot 10^6$  km.

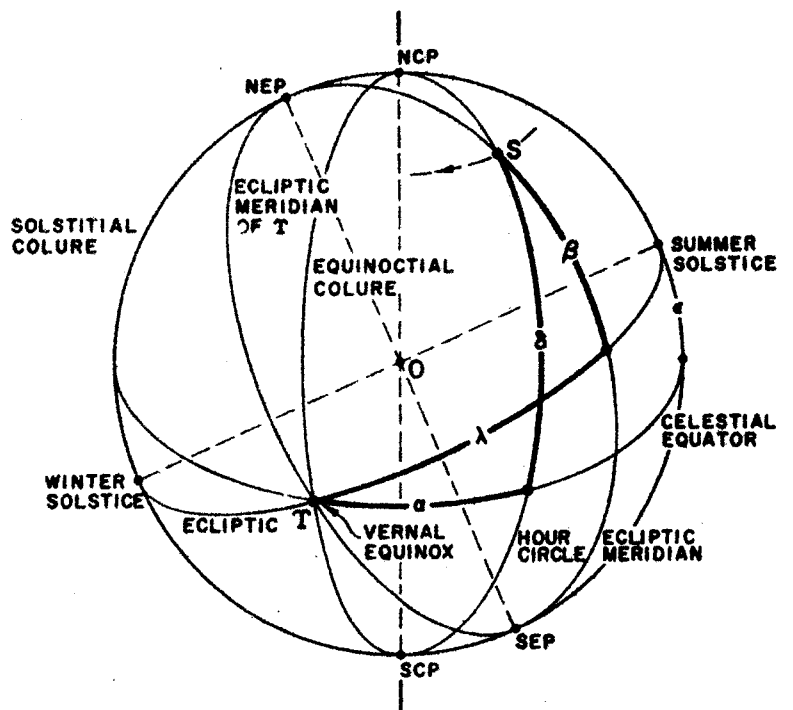
## 2. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde



### 2.1. Jährliche und tägliche Erscheinungen infolge der Erdbewegung

Es werden Kenntnisse über die astronomischen Koordinatensysteme und deren gegenseitige Transformation vorausgesetzt. Die Beziehungen zwischen Äquator- und Ekliptiksystem zeigt die Figur.

Die beiden Grundkreise schneiden sich im Frühlingspunkt  $\Upsilon$  und im Herbstpunkt. Wir beginnen die Betrachtung des scheinbaren Laufs der Sonne im Frühlingspunkt (Äquinoktium). Da dieser der Nullpunkt sowohl für die ekliptikale Länge als auch für die Rektaszension ist, gilt  $\alpha_{\odot} = \lambda_{\odot} = 0$ . Auch ist  $\delta_{\odot} = \beta_{\odot} = 0$ . (Abgesehen von einer kleinen Schwankung, die immer kleiner 1" bleibt, ist auch weiterhin  $\beta_{\odot} = 0$ .) Damit gelten im rechtwinkligen sphärischen Dreieck die Beziehungen:

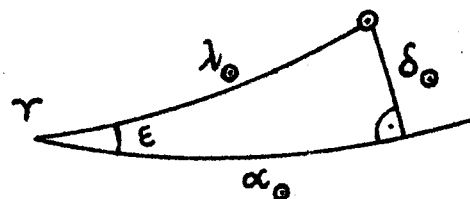


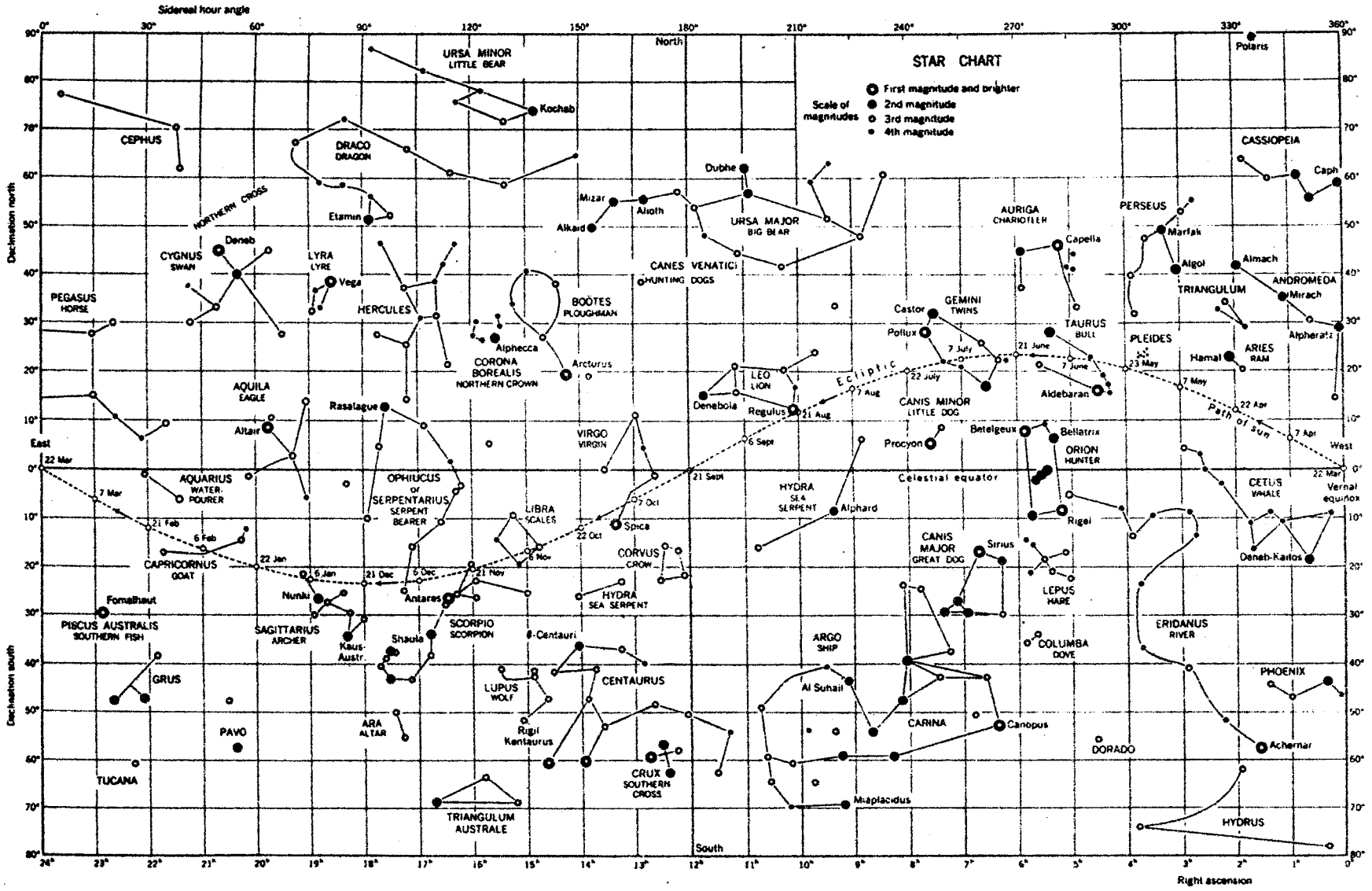
$$\sin \delta_{\odot} = \sin \epsilon \cdot \sin \lambda_{\odot} \quad (2.1)$$

$$\tan \alpha_{\odot} = \cos \epsilon \cdot \tan \lambda_{\odot} \quad (2.2)$$

(2.1) lehrt, daß bei  $\lambda_{\odot} = 90^{\circ}$  bzw.  $270^{\circ}$  die Grenzdeklinationen von  $\pm \epsilon$  erreicht werden (Solstizien).

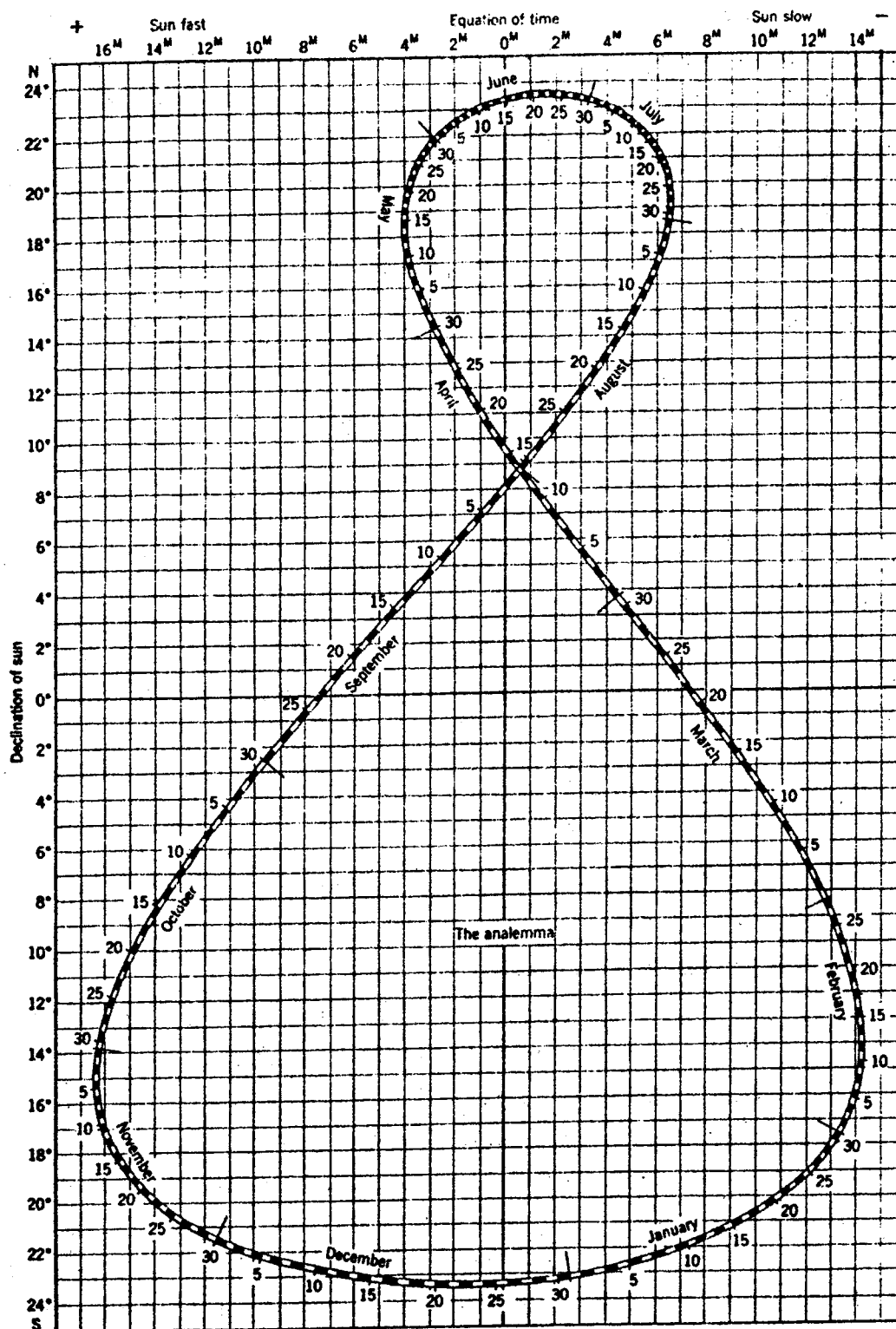
(2.2) entnimmt man, daß die Bewegung der Sonne in Rektaszension nicht gleichförmig sein kann, selbst wenn die Bahn





Scheinbarer jährlicher Lauf der Sonne unter den Fixsternen.

#### 4. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde



Das Analemma: Aus dem Diagramm können Deklination der Sonne und Zeitgleichung für jeden Tag des Jahres abgelesen werden. Die Kurve entsteht auch, wenn man an jedem Tag des Jahres um 12 h mittlerer Zeit die Schattenspitze eines senkrecht aufgestellten Stabes auf einer horizontalen Ebene markiert.

## 5. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

der Erde ein Kreis wäre. Nach dem 2. Keplerschen Gesetz bewegt sich die Erde in ihrer elliptischen Bahn aber ungleichförmig, schneller im Perihel, langsamer im Aphel, d.h.  $\lambda_{\odot}$  und  $\delta_{\odot}$  ändern sich ungleichförmig. Als Folge davon ist das Winterhalbjahr um 7 Tage kürzer als das Sommerhalbjahr. Das bedeutet auch, daß die Sonne am Nordpol 186 Tage über dem Horizont bleibt (ohne Refraktion gerechnet), am Südpol aber nur 179 Tage.

In den Solstizien ist auch  $\alpha_{\odot} = 90^{\circ}$  bzw.  $270^{\circ}$ . Die Änderung der Deklination mit der Zeit erreicht Maxima zu den Äquinoktien und verschwindet zu den Solstizien:

$$\left(\frac{d\delta_{\odot}}{dt}\right)_{21.3.} = + 59''/h, \quad \left(\frac{d\delta_{\odot}}{dt}\right)_{23.9.} = - 58''/h, \quad \left(\frac{d\delta_{\odot}}{dt}\right)_{21.6.} = \emptyset, \quad \left(\frac{d\delta_{\odot}}{dt}\right)_{21.12.} = \emptyset. \quad (2.3)$$

Während ein Fixstern im Moment des Meridiandurchgangs seine größte Höhe erreicht (er "kulminiert"), erreicht die Sonne zu Zeiten wachsender Deklination ihre größte Höhe erst nach dem Meridiandurchgang, bei abnehmender Deklination vorher. Der Stundenwinkel der größten Höhe errechnet sich (in Zeitsekunden) aus:

$$t^S = \frac{\rho''}{225} (\tan\phi - \tan\delta_{\odot}) \frac{d\delta_{\odot}}{dt^S}, \quad (2.4)$$

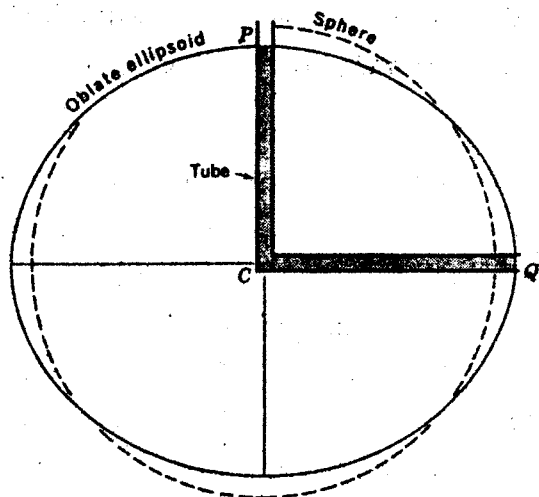
mit  $\rho'' = 206\,265''$ ,  $\phi$  = geographische Breite.

### 2.2. Die Achsendrehung der Erde

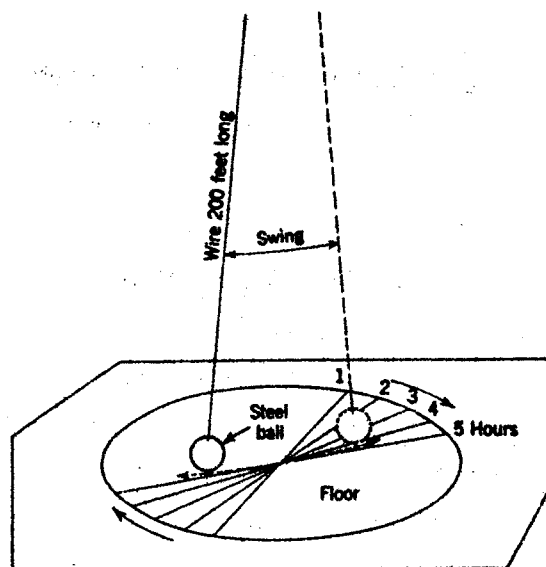
Gibt es überhaupt "Beweise" für die Rotation der Erde? Schließlich könnte ja die Erde ruhen und die Fixsternsphäre sich drehen! Es gibt einige überzeugende physikalische Argumente für die Eigendrehung der Erde, wenn auch keine Beweise im philosophischen Sinn. Diese Argumente sind: die Abplattung der Erde, das Foucault'sche Pendel, die Coriolisablenkung bewegter Körper und die Dopplerverschiebung des Spektrums eines Sterns bei Auf- und Untergang. Übrigens ist gerade die Abplattung der Erde kein überzeugender Beweis, denn nach E. Mach würde diese sich auch abplatteln, wenn sie ruhte und der Fixsternhimmel sich drehte!

Die Rotation der Erde, die den Äquator und den Pol definiert, wird ständig durch die Gravitationswirkung von Mond und Sonne gestört. Eine zusätzliche Komplikation liefert die Tatsache, daß die Rotationsachse in bezug auf den Erdkörper nicht fest ist (Polbewegung).

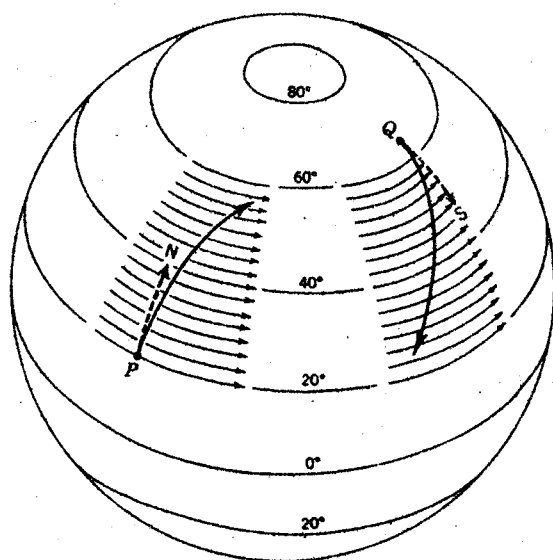
## 6. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde



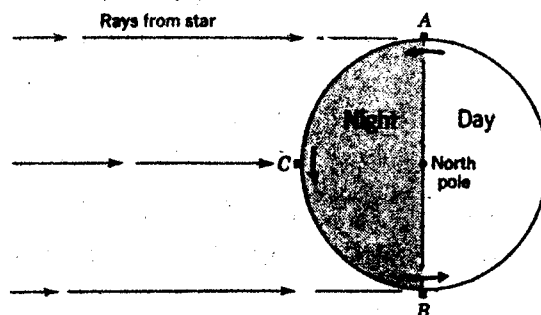
Abplattung der Erde  
(Newtons Prinzip der Kanäle)



Foucault'sches Pendel



Coriolisablenkung



Dopplerverschiebung des  
Spektrums eines Sterns  
bei Auf- und Untergang.

In jedem Augenblick hat die Achse eine andere Lage im Erdkörper und eine andere Richtung im Raum. Dazu kommen noch Variationen der Rotationsgeschwindigkeit. Wir unterscheiden jahreszeitliche Schwankungen, unregelmäßige Fluktuationen und eine säkulare Verlangsamung. Infolge der wechselnden Attraktionen von Mond und Sonne auf die abgeplattete Erde oszilliert die momentane Äquatorebene periodisch um eine fortschreitend bewegte mittlere Ebene. Diese mittlere Ebene schneidet die Himmelssphäre im mittleren Äquator. Die regelmäßig fortschreitende Bewegung des mittleren Äquators heißt luni-solare

## 7. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Präzession, die periodische Bewegung des momentanen Äquators heißt Nutation. Diese Unterscheidung ist rein formal, ohne mechanische Begründung.

Der aufsteigende Knoten der Ekliptik auf dem mittleren Äquator heißt mittlerer Frühlingspunkt, die Neigung des mittleren Äquators gegen die Ekliptik die mittlere Schiefe  $\epsilon$ . Die eingenommene Lage dieser mittleren Fundamentebenen zu einem bestimmten Zeitpunkt wird mittleres Äquinoktium genannt. Aus den dynamischen Differentialgleichungen der Bewegung der beiden Grundkreise kann ihre Lage zu jedem Zeitpunkt relativ zu einem willkürlich gewählten Bezugszeitpunkt berechnet werden. Dieser willkürliche Bezugszeitpunkt heißt Epoche. Die Fundamentalkreise und ihr Schnittpunkt zu einer bestimmten Epoche stellen ein festes Koordinatensystem dar, auf das Sternkataloge, Bahnelemente und astronomische Grundgrößen bezogen werden können. Die neue Standarddepoche ist seit 1976:

$$J2000,0 = 2000, \text{ Jänner } 1, 12^{\text{h}} \text{ TD} = \text{JD } 2451545,0 . \quad (2.5)$$

(TD = Dynamische Zeit, wird später erklärt; JD = Julianisches Datum = Anzahl der mittleren Tage seit 4713 v. Chr., Jänner 1, 12<sup>h</sup>; das Präfix J soll andeuten, daß im neuen System das Julianische Jahr gilt und nicht mehr das Besselsche Jahr).

Die Lage der Fundamentebenen zur Zeit einer Standarddepoche wird durch die Integrationskonstanten der Bewegungsgleichungen festgelegt; sie müssen empirisch durch Beobachtung bestimmt werden. Diese Bewegungsgleichungen gelten nur in einem Inertialsystem. Ein solches ist derzeit in guter Näherung durch einen Katalog von Positionen und Eigenbewegungen einer bestimmten Anzahl von Fundamentalsternen (FK5) zur Epoche J2000,0 in Verbindung mit dem System Astronomischer Konstanten realisiert. Eine wesentliche Verbesserung der Definition des Inertialsystems wird die Interferometrie über lange Basen (VLBI) mit extragalaktischen Radioquellen liefern.

Die Bewegung der Erde bewirkt aber auch noch scheinbare Effekte, die sogenannte Aberration und die Parallaxe.

### 2.3. Der Begriff der Sternörter

Für den Sternfreund sind Koordinaten von Himmelsobjekten von besonderem Interesse. Man spricht global vom Ort eines Sterns; man unterscheidet aber mehrere Arten von Örtern.



## 8. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

a) Mittlerer Ort: die mittleren Koordinaten  $(\alpha_1, \delta_1)$  eines Sterns an der baryzentrischen Himmelssphäre bezogen auf den mittleren Äquator und das Äquinoktium des Datums (Baryzentrum = Massenzentrum des Planetensystems). Der mittlere Ort ändert sich nur durch Präzession und Eigenbewegung.

b) Wahrer Ort: die wahren Koordinaten  $(\alpha_2, \delta_2)$  eines Sterns an der baryzentrischen Himmelssphäre bezogen auf den wahren Äquator und das Äquinoktium des Datums. Der wahre Ort unterscheidet sich vom mittleren durch Berücksichtigung der Nutation und der Eigenbewegung; er wird praktisch nie gebraucht und stellt nur ein Zwischenprodukt der Reduktion dar.

c) Scheinbarer Ort: die scheinbaren Koordinaten  $(\alpha, \delta)$  eines Sterns an der geozentrischen Himmelssphäre bezogen auf den wahren Äquator und das Äquinoktium des Datums. Im scheinbaren Ort ist der Übergang vom Baryzentrum auf das Geozentrum (Parallaxe) und das Phänomen der Aberration des Lichtes berücksichtigt. Der scheinbare Ort unterscheidet sich von beobachteten Koordinaten nur um die Einflüsse der Refraktion und der täglichen Aberration.

d) Mittlerer Standardort = die mittleren Koordinaten  $(\alpha_0, \delta_0)$  eines Sterns zum Datum einer Standardepoche. Es handelt sich dabei immer um katalogisierte Koordinaten, gewöhnlich bezogen auf die Standardepochen B1950,0 oder J2000,0.

### 3. Sonnenkoordinaten und Jahreslänge

Für eine Reihe von Anwendungen ist es notwendig, genauere Positionen der Sonne zu berechnen (z.B. Auf- und Untergang, Eintritt der Jahreszeiten, Verfinsterungen u.a.).

Im folgenden werden Formeln zur Berechnung der scheinbaren ekliptikalischen und äquatorealen Koordinaten der Sonne  $(\lambda_{\odot}, \beta_{\odot})$  und  $(\alpha_{\odot}, \delta_{\odot})$  und des wahren Abstandes in AE mitgeteilt. Die Formeln wurden von H. Lichtenegger, Graz, zusammengestellt. Es wird dabei von mittleren Größen im Sonnensystem ausgegangen. Sie beschreiben eine ungestörte, gleichförmige Bewegung einer idealen Sonne, des Mondes und der Planeten. Diese mittleren Größen beziehen sich jeweils auf das mittlere Äquinoktium des gewünschten Datums, müssen also selbst erst auf dieses reduziert werden. Der Übergang auf scheinbare Koordinaten bezogen auf den wahren Frühlingspunkt geschieht durch Anbringung entsprechender Korrekturen. Die Formeln liefern eine Genauigkeit von  $\pm 0,1''$ . In den Formeln auftretende Begriffe aus der Zeitrech-

## 9. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

nung werden später erläutert.

Symbol	Größe	Definition
$L$	Sonne-FP	mittlere geometrische Länge der Sonne
$B$	$B = 0$	mittlere ekliptikale Breite der Sonne
$g$	Sonne-Perihel	mittlere Anomalie der Sonne
$\epsilon$		mittlere Schiefe der Ekliptik
$e$		mittlere Erdbahnezzenzrität
$c$	$c = 1.496 \cdot 10^8$ km	mittlerer Erdbahnradius
$L'$	Mond-Knoten-FP	mittlere Länge des Mondes
$g'$	Mond-Perigäum	mittlere Anomalie des Mondes
$\Omega$	Knoten-FP	mittlere Knotenlänge des Mondes
$D_i$	$D_i = L + 180^\circ - L_i$	mittlere Elongation der Planeten in bezug auf die Erde, d.h. Differenz der mittleren Länge der Erde und der mittleren Länge der Planeten

Um die ekliptikalen Koordinaten der wahren Sonne bezogen auf den wahren Frühlingspunkt (apparent coordinates) zu erhalten, sind Korrekturen an die mittleren Größen anzubringen:

$$\lambda = L + \Sigma dL_i \text{ apparent ekliptikale Länge der wahren Sonne}$$

$$\beta = B + \Sigma d\beta_i \text{ apparent ekliptikale Breite der wahren Sonne}$$

$$\bar{\epsilon} = \epsilon + \Sigma d\epsilon_i \text{ apparent ekliptikale Schiefe}$$

$$r = c + \Sigma dr \text{ wahre Entfernung der Sonne}$$

$$dL_1 \text{ langperiodische Störungen der mittleren Länge}$$

$$dL_2 \text{ Korrektur auf elliptische Bahn (Flächensatz)}$$

$$dL_3 \text{ Störglieder der Planeten}$$

$$dL_4 \text{ Störglieder des Mondes}$$

$$dL_5 \text{ Korrektur zufolge Nutation in Länge}$$

$$dL_6 \text{ Korrektur zufolge jährlicher Aberration}$$

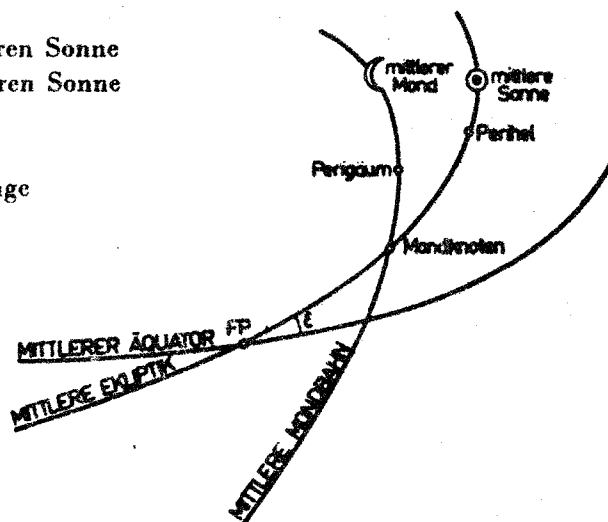
$$d\beta_1 \text{ Störglieder des Mondes}$$

$$d\beta_2 \text{ Störglieder der Planeten}$$

$$d\epsilon \text{ Korrektur zufolge Nutation in Schiefe}$$

$$dr_1 \text{ Korrektur auf elliptische Bahn}$$

$$dr_2 \text{ Störglieder des Mondes und der Planeten}$$



### Mittlere Größen

$$L = 279^\circ 69668 + 36\,000^\circ 76892 T + 0^\circ 00030 T^2$$

$$B = 0^\circ$$

$$g = 358^\circ 47583 + 35\,999^\circ 04975 T + 0^\circ 00015 T^2 - \dots$$

$$\epsilon = 23^\circ 45229 - 0^\circ 01301 T - \dots$$

$$e = 0.0167510 - 0.0000418 T - 0.0000001 T^2$$

$$L' = 270^\circ 43 + 481\,267^\circ 88 T - \dots$$

$$g' = 296^\circ 10 + 477\,198^\circ 85 T + \dots$$

$$\Omega = 259^\circ 18 - 1\,934^\circ 14 T + \dots$$

$$D_1 = 63^\circ 1 + 22\,518^\circ 4 T + \dots \text{ Venus (Supplement der Elongation)}$$

$$D_2 = 193^\circ 1 + 34\,777^\circ 3 T + \dots \text{ Saturn}$$

$$D_3 = 166^\circ 0 + 16\,859^\circ 1 T + \dots \text{ Mars}$$

$$D_4 = 221^\circ 7 + 32\,964^\circ 5 T + \dots \text{ Jupiter}$$

(Die übrigen Planeten können für die angestrebte Genauigkeit außer Betracht bleiben!)

$T$  Anzahl der Julianischen Jahrhunderte zu 36 525 (Ephemeriden)-Tagen seit der Epoche 1900, Jänner 0<sup>h</sup>5 ET (der Zusammenhang zwischen Ephemeridenzeit ET und Weltzeit UT ist bekanntlich gegeben durch  $ET = UT + \Delta T$ ,  $\Delta T$  z. Z.  $\sim 49^s$ ). (1989 :  $\Delta T = + 59^s_{,3}$ ).

# 10. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

## Korrekturglieder

$$dL_1 = 6^{\circ}40 \sin(231^{\circ}2 + 20^{\circ}2 T) + 1^{\circ}88 \sin(57^{\circ}2 + 150^{\circ}3 T) + \\ + 0^{\circ}27 \sin(32^{\circ} + 119^{\circ} T) + 0^{\circ}20 \sin(316^{\circ} + 893^{\circ} T) + \dots$$

$$dL_2 = \left(2e - \frac{1}{4}e^3\right) \sin g + \frac{5}{4}e^2 \sin(2g) + \frac{13}{12}e^3 \sin(3g) + \dots = \\ = (1^{\circ}91946 - 0^{\circ}00479 T - 0^{\circ}00001 T^2) \sin g + \\ + (0^{\circ}02009 - 0^{\circ}00010 T) \sin(2g) + 0^{\circ}00029 \sin(3g) + \dots$$

(Vor der Berechnung von  $dL_2$  ist  $g$  um  $dL_1$  zu korrigieren!)

$$dL_3 = \sum_{\text{Planeten}} s \cos(aD + bg + k)$$

$s$  Amplitude  
 $a, b$  ganzzahlige Koeffizienten  
 $k$  Phasenwinkel  
 $D$  mittlere Elongation des betrachteten Planeten  
 $g$  mittlere Anomalie der Sonne

*Acta Geodastica, Geophysica et Montanistica Acad. Sci. Hung. 14, 1979*

$$dL_4 = 6^{\circ}45 \sin D_M + 0^{\circ}18 \sin(D_M + g') - 0^{\circ}42 \sin(D_M - g') - \\ - 0^{\circ}06 \sin(D_M + g) + 0^{\circ}17 \sin(D_M - g) + \dots$$

$$D_M = L' - L$$

$$dL_5 = -17^{\circ}24 \sin \Omega + 0^{\circ}21 \sin(2\Omega) + 0^{\circ}07 \sin g' - 0^{\circ}20 \sin(2L') - \\ - 1^{\circ}27 \sin(2L) + 0^{\circ}13 \sin g - 0^{\circ}05 \sin(2L + g) + \dots$$

$$dL_6 = -(20^{\circ}47 + 0^{\circ}34 \cos g)$$

$$d\beta_1 = 0^{\circ}58 \sin(L' - \Omega) - 0^{\circ}05 \sin(L' - \Omega - g') + \dots$$

$$d\beta_2 = \sum_{\text{Planeten}} s \cos(aD + bg + k) \quad (\text{Tabelle II})$$

$$de = 9^{\circ}21 \cos \Omega - 0^{\circ}09 \cos(2\Omega) + 0^{\circ}55 \cos(2L) + 0^{\circ}09 \cos(2L') + \dots$$

$$r = c \left[ 1 + \frac{e^2}{2} - \left( e - \frac{3}{8}e^3 \right) \cos g - \left( \frac{e^2}{2} - \frac{e^4}{3} \right) \cos(2g) - \dots \right] = \\ = 1.0001 - 0.0168 \cos g - 0.0001 \cos(2g) - \dots$$

Bei den Korrekturen der Länge werden Terme  $< 0^{\circ}05$ , bei denen der Breite solche  $< 0^{\circ}02$  vernachlässigt.

11. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Tabelle I  
Planetenstörungen in Länge

$\delta$ ["]	a	b	$\lambda$ ["]	$\delta$ ["]	a	b	$\lambda$ ["]
			VENUS				MARS
4.84	1	0	90.00	0.27	1	0	90.60
5.53	2	0	90.12	2.04	2	0	89.76
0.67	3	0	270.41	0.13	3	0	273.00
0.21	4	0	89.80	1.77	2	-1	306.27
0.08	5	0	270.10	0.58	4	-2	185.82
2.50	2	-1	257.75	0.50	4	-1	316.94
1.56	3	-1	77.96	0.43	3	-1	317.70
1.02	3	-2	50.85	0.20	5	-2	185.50
0.15	5	-3	34.10	0.15	6	-2	185.00
0.15	4	-2	227.40	0.11	7	-3	53.30
0.14	4	-1	79.00	0.10	6	-3	53.90
0.12	5	-2	229.80	0.09	5	-1	139.30
0.12	2	1	90.70	0.05	8	-3	52.50
0.08	1	1	87.50	0.06	9	-4	282.60
0.07	1	-1	358.80				JUPITER
			SATURN	7.21	1	0	91.09
0.42	1	0	90.34	2.73	2	0	270.25
0.11	2	0	270.10	0.16	3	0	265.20
0.32	1	-1	259.22	2.60	1	-1	174.77
0.11	2	-1	273.10	1.61	2	-1	292.60
				0.56	3	-1	177.31
				0.21	3	-2	193.20
				0.16	1	1	110.20
				0.08	4	-2	83.90
				0.07	1	-2	187.90
				0.07	2	-2	75.70
				0.07	2	1	263.90

Tabelle II  
Planetenstörungen in Breite

$\delta$ ["]	a	b	$\lambda$ ["]
			VENUS
0.21	3	-1	64.50
0.09	1	-1	64.60
0.07	2	-1	244.80
0.03	4	-1	65.40
0.03	1	1	116.00
0.02	2	1	295.00
			JUPITER
0.17	2	-1	268.00
0.02	1	-2	0.00

## 12. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

### Transformationsformeln

a) Ekliptik  $\rightarrow$  Äquatorsystem

$$\begin{aligned}\cos \delta \cos \alpha &= \cos \beta \cos \lambda \\ \cos \delta \sin \alpha &= \cos \beta \sin \lambda \cos \bar{\epsilon} - \sin \beta \sin \bar{\epsilon} \\ \sin \delta &= \cos \beta \sin \lambda \sin \bar{\epsilon} + \sin \beta \cos \bar{\epsilon}\end{aligned}$$

b) Äquator  $\rightarrow$  Horizontsystem

$$\begin{aligned}\sin z \cos a &= \cos \delta \cos t \sin \varphi - \sin \delta \cos \varphi \\ \sin z \sin a &= \cos \delta \sin t\end{aligned}$$

$$\cos z = \cos \delta \cos t \cos \varphi + \sin \delta \sin \varphi$$

$$t = ET - \Delta T + \Delta \lambda \pm 12^h + L + dL_5 \cos \epsilon + dL_6 - \alpha - 0.002738 \Delta T$$

$\varphi$  = geographische Breite

$t$  = Stundenwinkel der wahren Sonne bezogen auf Ortsmeridian mit einem Längenunterschied von  $\Delta \lambda$  östlich von Greenwich.

### Numerisches Beispiel

Zur Veranschaulichung der theoretischen Formeln soll folgendes Zahlenbeispiel dienen. Gesucht seien die äquatorialen scheinbaren Koordinaten der Sonne zur Epoche 1978, Sept. 1. um 0<sup>h</sup> ET. Zum Vergleich sind bei den Ergebnissen die aus dem astronomischen Jahrbuch [3] folgenden Werte angegeben.

Da seit der Epoche 1900 Jänner, 0<sup>d</sup> 28 732.5 Tage bis zur angegebenen Epoche verfließen sind, ergibt sich

$$T = 0.786\ 652\ 9774$$

#### 5.1 Mittlere Größen

$L = 159^{\circ}80893$	$L' = 141^{\circ}24$	$D_1 = 137^{\circ}3$
$g = 237^{\circ}23541$	$g' = 206^{\circ}00$	$D_2 = 190^{\circ}8$
$\epsilon = 23^{\circ}44206$	$\Omega = 177^{\circ}68$	$D_3 = 108^{\circ}3$
		$D_4 = 233^{\circ}3$

#### Korrekturglieder

$dL_1 = -5^{\circ}70$	$d\beta_1 = -0^{\circ}39$
$dL_2 = -1^{\circ}59270$	$d\beta_2 = -0^{\circ}14$
$dL_3 = 9^{\circ}81$	
$dL_4 = -2^{\circ}17$	$d\epsilon = -8^{\circ}85$
$dL_5 = 0^{\circ}18$	
$dL_6 = -20^{\circ}29$	

#### Scheinbare ekliptikale Koordinaten

#### Scheinbare äquatoriale Koordinaten

Berechnung	Astronomical Ephemeris	Berechnung	Astronomical Ephemeris
$\lambda$ 158°12'40"25	158°12'40"29	$\alpha$ 10 <sup>h</sup> 39 <sup>m</sup> 26 <sup>s</sup> 16	10 <sup>h</sup> 39 <sup>m</sup> 26 <sup>s</sup> 17
$\beta$ -0°53	-0°49	$\delta$ 8°29'26"6	8°29'26"6
$\bar{\epsilon}$ 23°26'22"56	23°26'22"53	$t_0$ 11 <sup>h</sup> 58 <sup>m</sup> 57 <sup>s</sup> 51 ( $\Delta T = 49^s$ )	
$r$ 1.0092	1.0092		

(Stundenwinkel bezogen auf Greenwich).

## 13. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

### 3.1. Die Jahreslänge

Von besonderem Interesse ist die Jahreslänge. Diese kann verschieden definiert werden.

Tropisches Jahr: wichtigster Jahresbegriff. Zeitraum, in dem die mittlere Länge der Sonne um  $360^\circ$  wächst, oder das Intervall von einem Frühlingspunkt zum nächsten. Das tropische Jahr ist die Grundlage der Kalenderrechnung und unterliegt nur sehr kleinen säkularen Veränderungen.

Siderisches Jahr: die Zeit die verfließt bis die Sonne zu dem selben Fixstern zurückkehrt.

Anomalistisches Jahr: Zeit zwischen zwei Durchgängen der Sonne durch das Perigäum. Die mittlere Länge des Perigäums der Sonne ist rund  $282,75^\circ$  und tritt Anfang Jänner ein.

Julianisches Jahr: mittlere Jahreslänge nach der Julianischen Kalenderreform.

Gregorianisches Jahr: mittlere Jahreslänge nach der Gregorianischen Kalenderreform.

Zahlenangaben (gültig für 1989,0):

Tropisches Jahr =  $365^d,242191 = 365^d 05^h 48^m 45,3^s$

Siderisches Jahr =  $365,256363 = 365 06 09 09,8$

Anomalistisches Jahr =  $365,259635 = 365 06 13 52,5$

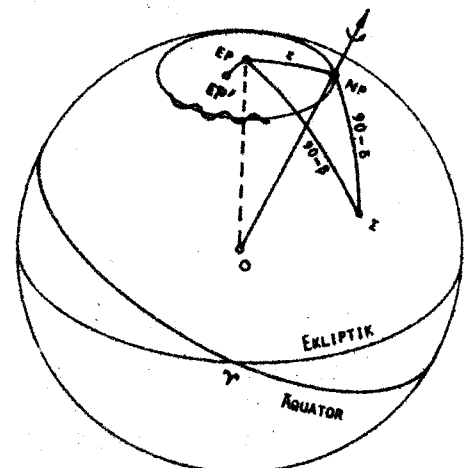
Julianisches Jahr =  $365,25$

Gregorianisches Jahr =  $365,242500 = 365 05 49 12$

Man beachte die gute Übereinstimmung des Gregorianischen mit dem tropischen Jahr!

### 4. Präzession, Nutation, Eigenbewegung, Aberration, Parallaxe.

Eine der Hauptaufgaben der Sphärischen Astronomie ist die Schaffung eines Inertialsystems. Ein solches darf weder Rotationen noch Beschleunigungen gegen den Rest des Universums zeigen. Wie der Figur zu entnehmen ist, sind die beiden Fundamentalsysteme der Astronomie durch ihre Pole EP und NP bestimmt. EP wird durch die planetare Präzession, NP durch luni-

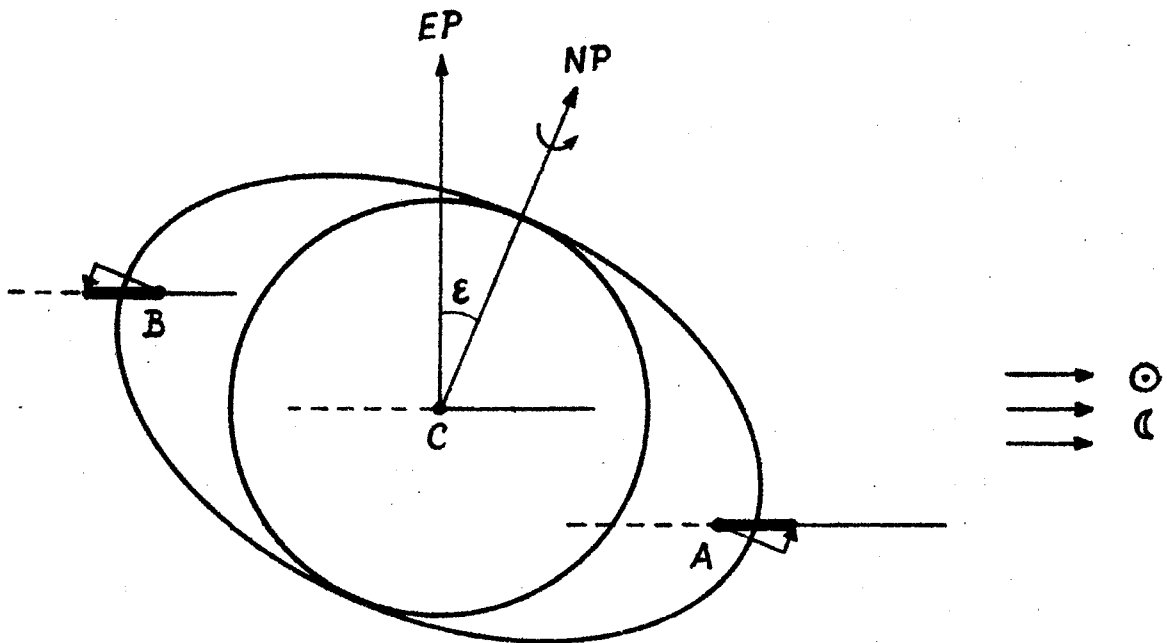


Figur 4.1

#### 14. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

solare Präzession und Nutation. Die Eigenbewegung des Sterns  $\Sigma$  hat mit der Bewegung der Erde nichts zu tun.

Die Gerade O-NP ist per definitionem parallel zur Rotationsachse der Erde (genauer zum Drehmomentvektor). Die Richtung dieses Vektors bliebe konstant, wäre die Erde sphärisch symmetrisch aufgebaut. Infolge der Abplattung aber üben Sonne und Mond ein Drehmoment auf den Erdkörper aus das versucht, die Äquatorebene in die Ekliptik zu zerren. Dieses Drehmoment kommt wie folgt zustande.



Man betrachte zwei symmetrisch gelegene Massenpunkte A und B im Äquatorwulst der Erde. Die Erde wird in ihrer Bahn gehalten, weil die Attraktion durch Sonne (oder Mond) und die Fliehkraft in C einander die Waage halten. Die Fliehkraft ist in allen Punkten der Erde gleich groß und gleich gerichtet, die Attraktion durch die Sonne (oder den Mond) aber in A größer, in B kleiner als in C (und sogar leicht verschieden gerichtet). Das ergibt die in der Figur stark eingezeichneten Resultierenden der beiden Kräfte. Dabei ist der Einfluß des Mondes etwa doppelt so groß wie der der Sonne. Die Resultierenden können wieder in zwei Komponenten aufgestaltet werden. Die in der Äquatorebene gelegenen sind hier ohne Interesse (sie versuchen die Erde zu dehnen). Die beiden anderen Komponenten stehen senkrecht auf die Äquatorebene (kleine Pfeile in der Figur) und haben entgegengesetzte Richtungen. Diese erzeugen das Drehmoment, das die Erde aufzurichten versucht. Nach der Kreiseltheorie gibt die Achse eines rotierenden Körpers solchen Kräften aber nicht nach, sondern weicht senkrecht dazu aus, die Achse beschreibt im Raum einen Kegelmantel

## 15. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

mit dem Öffnungswinkel  $\epsilon$  um EP. NP beschreibt den in Fig. 4.1 gezeigten glatten Kleinkreis. Diese Bewegung heißt die luni-solare Präzession. Sie wirkt sich in einer kontinuierlichen retrograden Bewegung des Frühlingspunktes auf der Ekliptik von etwa  $50''/\text{Jahr}$  aus. Ein voller Umlauf um die Ekliptik dauert demnach etwa 26000 Jahre (Platonisches Jahr). Die Figur zeigt die Stellung des Pols in bezug auf bekannte Sterne in großen Zeitabständen.

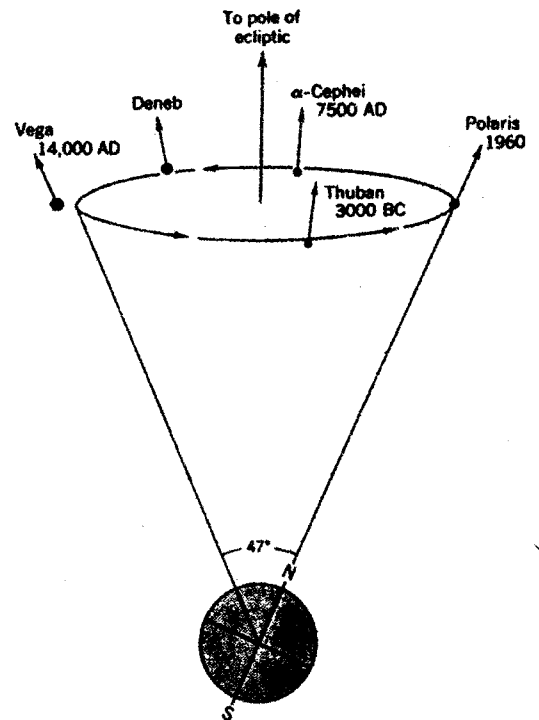
Die Positionen von Sonne und Mond ändern sich periodisch, daher tritt eine zusätzliche Störung auf, die den Kugelmantel der Achsbewegung wellt. Es treten Perioden verschiedener Länge auf und die Bahn des Pols ist sehr kompliziert (Wellenlinie in Fig. 4.1). Diese periodische Bewegung heißt Nutation. Sie bleibt eher klein, die Verlagerungen überschreiten nie  $15''$ .

Die Planeten haben einen verschwindenden Einfluß auf die Rotationsachse der Erde, wohl aber einen merkbaren auf ihre Bahn. Weil die Ekliptik als mittlere Bahn des Baryzentrums Erde-Mond definiert ist, wird sie durch die Planeten nur säkular bewegt. Daher spricht man von der planetaren Präzession. Eine Nutation durch die Planeten gibt es per definitionem nicht. Ihre Wirkung besteht in einer Verlagerung des Pols der Ekliptik von EP nach EP' (Fig. 4.1).

Die Überlagerung der luni-solaren und der planetaren Präzession ergibt die allgemeine Präzession und geschieht für Zeitabstände bis zu einem Jahr durch reine Addition, über größere Zeitabstände durch strengere Beziehungen.

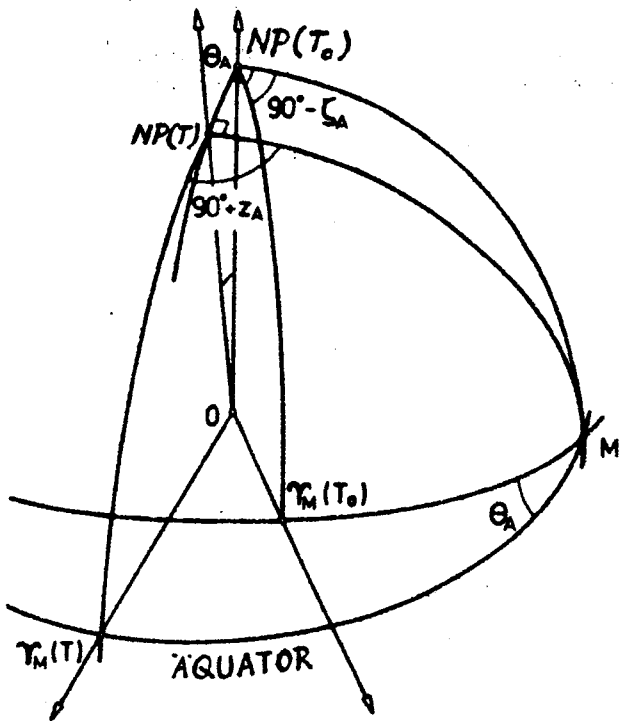
### 4.1. Strenge Formeln für die allgemeine Präzession

Zunächst werden jene drei Rotationswinkel  $\zeta_A$ ,  $z_A$ ,  $\theta_A$  berechnet die das Äquatorsystem aus einer Epoche in eine andere überführen. Ihre Bedeutung ist der Figur auf der nächsten Seite zu entnehmen. Sie zeigt Pol und Äquator zu den Epochen  $T_0$  und T. Es gilt ferner:





16. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde



$J_0$  = Julianisches Datum irgendeiner Ausgangsepoche, z.B. 1950,0 oder 2000,0.

$J$  = Julianisches Datum der Epoche auf die reduziert werden soll.

$T = (J_0 - 2451545,0)/36525$   
(für die Ausgangsepoche 2000,0 ist  $T = 0$ ).

$t = (J - J_0)/36525$ .

$(\alpha, \delta)$  = Sternkoordinaten zur gewünschten Epoche.

$(\alpha_0, \delta_0)$  = Sternkoordinaten zur Epoche  $J_0$ .

Damit folgen die drei Drehwinkel aus:

$$\begin{aligned} \zeta_A &= (2306^{\circ}2181 + 1^{\circ}39656T - 0^{\circ}000139T^2)t + (0^{\circ}30188 - 0^{\circ}000344T)t^2 + 0^{\circ}017998t^3 \\ z_A &= (2306^{\circ}2181 + 1^{\circ}39656T - 0^{\circ}000139T^2)t + (1^{\circ}09468 + 0^{\circ}000066T)t^2 + 0^{\circ}018203t^3 \\ \theta_A &= (2004^{\circ}3109 - 0^{\circ}85330T - 0^{\circ}000217T^2)t - (0^{\circ}42665 + 0^{\circ}000217T)t^2 - 0^{\circ}041833t^3 \end{aligned}$$

und die mittleren Koordinaten sowie die Schiefe der Ekliptik aus:

$$\begin{aligned} \sin(\alpha - z_A) \cos \delta &= \sin(\alpha_0 + \zeta_A) \cos \delta_0 \\ \cos(\alpha - z_A) \cos \delta &= \cos(\alpha_0 + \zeta_A) \cos \theta_A \cos \delta_0 - \sin \theta_A \sin \delta_0 \\ \sin \delta &= \cos(\alpha_0 + \zeta_A) \sin \theta_A \cos \delta_0 + \cos \theta_A \sin \delta_0 \\ \sin(\alpha_0 + \zeta_A) \cos \delta_0 &= \sin(\alpha - z_A) \cos \delta \\ \cos(\alpha_0 + \zeta_A) \cos \delta_0 &= \cos(\alpha - z_A) \cos \theta_A \cos \delta + \sin \theta_A \sin \delta \\ \sin \delta_0 &= -\cos(\alpha - z_A) \sin \theta_A \cos \delta + \cos \theta_A \sin \delta \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \epsilon &= 23^{\circ}26'21'' \cdot 45 - 46'' \cdot 815 T - 0'' \cdot 0006 T^2 + 0'' \cdot 00181 T^3 \\ \epsilon &= 23^{\circ} \cdot 439291 - 0'' \cdot 0130042 T - 0'' \cdot 00000016 T^2 + 0'' \cdot 000000504 T^3 \end{aligned}$$

Diese Transformation läßt sich vorteilhaft auch als Matrizenoperation darstellen. Dazu wird der Ortsvektor des Sterns eingeführt:

$$\underline{s} = \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \delta \cos \alpha \\ \cos \delta \sin \alpha \\ \sin \delta \end{pmatrix}, \quad \underline{s}_0 = \begin{pmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \delta_0 \cos \alpha_0 \\ \cos \delta_0 \sin \alpha_0 \\ \sin \delta_0 \end{pmatrix}$$

Mit der Drehmatrix  $\underline{P}$  gilt dann die Beziehung:

$$\underline{s} = \underline{P} \underline{s}_0 \quad \text{und} \quad \underline{s}_0 = \underline{P}^{-1} \underline{s} = \underline{P}^T \underline{s}.$$

Die Inverse der Matrix  $\underline{P}$  ist ihre Transponierte! Ihre Komponenten sind:

## 17. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

$$\underline{P} = \begin{vmatrix} \cos \zeta_A \cos \theta_A \cos z_A - \sin \zeta_A \sin z_A & -\sin \zeta_A \cos \theta_A \cos z_A - \cos \zeta_A \sin z_A & -\sin \theta_A \cos z_A \\ \cos \zeta_A \cos \theta_A \sin z_A + \sin \zeta_A \cos z_A & -\sin \zeta_A \cos \theta_A \sin z_A + \cos \zeta_A \cos z_A & -\sin \theta_A \sin z_A \\ \cos \zeta_A \sin \theta_A & -\sin \zeta_A \sin \theta_A & \cos \theta_A \end{vmatrix}$$

Als Beispiel werden die Werte für die Reduktion von J2000,0 auf J1989,5 gegeben:

Epoch J1989.5	Rotation matrix P for reduction to epoch J1989.5
$\zeta_A = -242^\circ.15 = -0^\circ.067\ 264$	+0.999 996 72    +0.002 347 90    +0.001 020 32
$z_A = -242^\circ.14 = -0^\circ.067\ 261$	-0.002 347 90    +0.999 997 24    -0.000 001 20
$\theta_A = -210^\circ.46 = -0^\circ.058\ 460$	-0.001 020 32    -0.000 001 20    +0.999 999 48

In der Praxis reduziert man meist nicht direkt auf das Datum, sondern zuerst auf Jahresmitte und anschließend auf den Tag mit Hilfe der Bessel'schen Tageszahlen. Dies hat den Vorteil, daß dabei auch gleich Nutation, Aberration und Parallaxe berücksichtigt werden können.

### 4.2. Die Nutation

Die Nutation beschreibt die periodische Änderung der Lage des wahren Pols um den mittleren. Die dynamische Theorie der Nutation ist extrem komplex. Während frühere Theorien auf einer starren Erde beruhten, berücksichtigt die moderne Theorie eine elastische Erde mit flüssigem Kern und viskosem Mantel. Man unterscheidet Nutation in Länge  $\Delta\psi$  und Nutation in Schiefe  $\Delta\epsilon$ . Die Reihenentwicklung für Nutation in Länge umfaßt nicht weniger als 106 Glieder, die in Schiefe 64 Glieder. Es seien hier nur die Hauptglieder wiedergegeben:

$$\begin{aligned} \Delta\psi = & -17''.1996 \sin \Omega - 1''.3187 \sin (2F - 2D + 2\Omega) \\ & - 0''.2274 \sin (2F - 2\Omega) \\ = & 9''.2025 \cos \Omega + 0''.5736 \cos (2F - 2D + 2\Omega) \\ & + 0''.0927 \cos (2F - 2\Omega). \end{aligned}$$

Darin bedeuten:  $\Omega$  = mittlere Länge des Knotens der Mondbahn,  
 $D$  = mittlere Elongation des Mondes von der Sonne =  
 $= \lambda_{\text{M}} - \lambda_{\odot}$ .  
 $F$  = mittleres Argument des Mondknotens =  $\lambda_{\text{K}} - \Omega$ .

Die in den Reihen für die Nutation auftretenden Glieder haben sehr verschiedene Perioden. Man unterscheidet langperiodische Glieder (Periodendauer  $> 90$  Tage) und kurzperiodische (Periodendauer  $< 35^{\text{d}}$ ). Die Einteilung hat praktische Gründe, vor allem für die jährlich publizierten "Apparent Places of Fundamental Stars", in denen die langperiodische Nutation berücksichtigt ist, die kurzperiodische aber nicht.

## 18. Fortsetzung Gästvortrag: Die Bewegungen der Erde

Die längste Periode der Nutation beträgt 18,6 Jahre, die Zeit des Umlaufs des Mondknotens. Legt man an den mittleren Pol in der Tangentialebene an die Sphäre ein Koordinatensystem  $(x, y)$  und nimmt man aus den Nutationsgleichungen nur jeweils das erste Glied, so folgt:

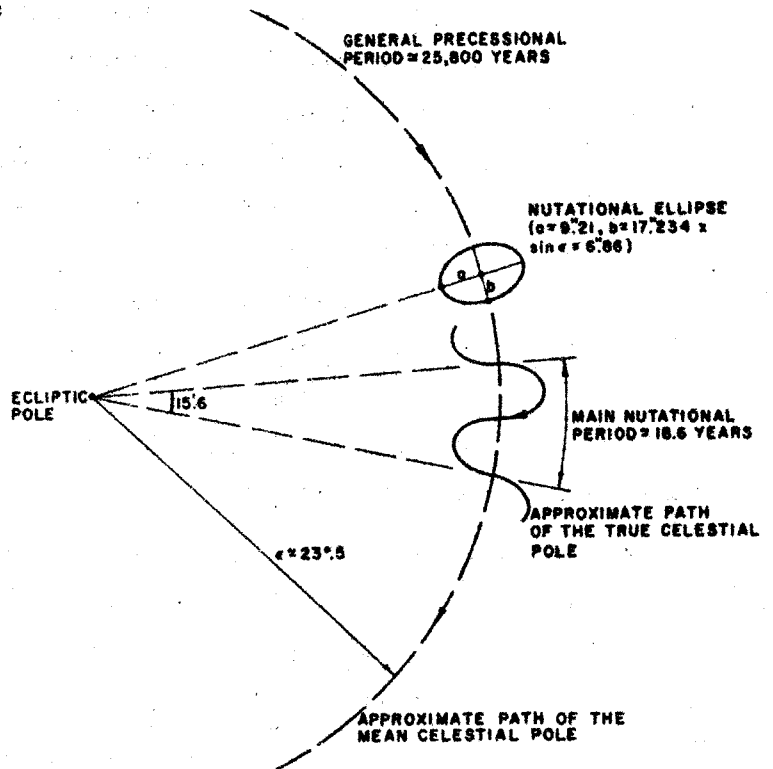
$$x = \Delta\epsilon = 9",20 \cos \Omega$$

$$y = \Delta\psi \sin \epsilon = -6",86 \sin \Omega.$$

Quadrieren und addieren liefert die berühmte Nutationsellipse von Bradley:

$$\frac{x^2}{(9",20)^2} + \frac{y^2}{(6",86)^2} = 1.$$

Der Koeffizient  $9",20$  heißt "Nutationskonstante".



Die an die mittleren Sternkoordinaten anzubringende Korrektur wegen Nutation lautet nun:

$$d\alpha = \Delta\psi(\cos \epsilon + \sin \epsilon \sin \alpha \tan \delta) - \Delta\epsilon \cos \alpha \tan \delta$$

$$d\delta = \Delta\psi \sin \epsilon \cos \alpha + \Delta\epsilon \sin \alpha.$$

Auch hier kann die Matrixoperation angewendet werden. Ist  $\underline{s}$  der Ortsvektor zur mittleren Lage des Sterns,  $\underline{s}'$  der zur wahren Lage so gilt:

$$\underline{s}' = \underline{N} \underline{s}, \quad \text{mit} \quad \underline{N} = \begin{pmatrix} 1 & -\Delta\psi \cos \epsilon & -\Delta\psi \sin \epsilon \\ \Delta\psi \cos \epsilon & 1 & -\Delta\epsilon \\ \Delta\psi \sin \epsilon & \Delta\epsilon & 1 \end{pmatrix}.$$

Die Reduktion wegen Präzession und Nutation in Matrixform kann vereinigt werden zu:

$$\underline{s}' = \underline{N} \underline{s} = (\underline{N} \underline{P}) \underline{s}_0 = \underline{R} \underline{s}_0.$$

$\underline{s}_0$  = Ortsvektor des Sterns zur mittleren Standardepoche.

### 4.3. Aberration

Eine (scheinbare) Folge der Erdbewegung ist die Aberration des Lichts. Die beobachtete Richtung eines Sterns fällt nicht mit der geradlinigen Verbindungslinie von Stern und Beobachter zusammen. Der Grund liegt in dem endlichen Verhältnis der Geschwindigkeit der Erdbewegung und der Lichtgeschwindigkeit. Um einen Stern im Fernrohr einzustellen, muß man das Fernrohr in Richtung der Erdbewegung vor-

## 19. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

halten. Eine strenge Behandlung des Problems kann nur durch die spezielle Relativitätstheorie erfolgen. Die Anwendung der in dieser Theorie gültigen Lorentz-Transformation für geradlinig gleichförmig gegeneinander bewegte Koordinatensysteme auf eine in dem einen System fortschreitende Lichtwelle zeigt eine Richtungsänderung dieser Welle in bezug auf das andere System. Wäre die Bewegung der Erde gleichförmig, so wäre der Effekt von der Erde aus gar nicht beobachtbar! Er ist es nur deshalb, weil die Bewegungen der Erde (Revolution und Rotation) periodisch erfolgen. Man unterscheidet jährliche und tägliche Aberration, je nachdem aus welcher Bewegung der Effekt zustandekommt. Die tägliche Aberration ist klein und wird oft nicht an die Sternkoordinaten, sondern an die Beobachtungsgrößen Azimut und Höhe angebracht.

Wegen der Kleinheit des Effekts können die Reduktionsformeln aber nach der klassischen Mechanik hergeleitet werden, indem man die Lichtquanten sozusagen als ballistische Geschosse betrachtet. In den Reduktionsformeln tritt die Konstante der jährlichen Aberration  $k = 20,49$  auf. Sie setzt sich zusammen aus der Bahngeschwindigkeit der Erde von  $29,79$  km/s und der Lichtgeschwindigkeit. Die folgenden Formeln für die Wirkung der Aberration auf Rektaszension und Deklination eines Sterns berücksichtigen nicht die variable Erdbahngeschwindigkeit!

$$d\alpha = -20,49 (\sin\alpha \sin\lambda_{\odot} + \cos\alpha \cos\lambda_{\odot} \cos\epsilon) \sec\delta$$

$$d\delta = 20,49 \{ \cos\lambda_{\odot} (\sin\delta \sin\alpha \cos\epsilon - \cos\delta \sin\epsilon) - \sin\delta \cos\alpha \sin\lambda_{\odot} \}$$

Setzt man  $\epsilon = \emptyset$  und vertauscht  $(\alpha, \delta)$  mit  $(\beta, \lambda)$  so erhält man die Aberration in ekliptikaler Länge und Breite:

$$d\lambda = -20,49 \cos(\lambda_{\odot} - \lambda) \sec\beta$$

$$d\beta = -20,49 \sin(\lambda_{\odot} - \lambda) \sin\beta .$$

Diese Formeln lassen unmittelbar erkennen, daß die Fixsternaberration im wesentlichen darin besteht, daß ein Stern um seine Mittel-lage  $(\lambda, \beta)$  eine scheinbare Ellipse beschreibt, deren große Halb-achse konstant gleich  $20,49$  ist, und die kleine Halbachse  $20,49 \sin\beta$ . Diese Ellipse ist gleichsam das Spiegelbild des Bahnkreises der Erde. Die große Achse liegt parallel zur Ekliptik. Für einen Stern in der Ekliptik artet die Ellipse in eine Gerade aus, während sie am Pol der Ekliptik Kreisform annimmt. Für die Sonne selbst ist  $\lambda = \lambda_{\odot}$  und  $\beta_{\odot} = \emptyset$ . Die Aberration in Breite verschwindet, die in Länge ist konstant. Berücksichtigt man allerdings die variable

## 20. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Bahngeschwindigkeit der Erde, so ist die Aberration in Sonnenlänge:

$$d\lambda_{\odot} = -20''49 - 0,343 \cos(\pi - \lambda_{\odot}).$$

Darin ist  $\pi$  die Länge des Sonnenperigäums. Demnach schwankt die Aberration in Sonnenlänge zwischen  $-20''84$  und  $20''15$ .

Eine strenge Berücksichtigung der Aberration in den Sternkoordinaten  $(\alpha, \delta)$  erfolgt wieder am besten durch die Bessel'schen Tageszahlen.

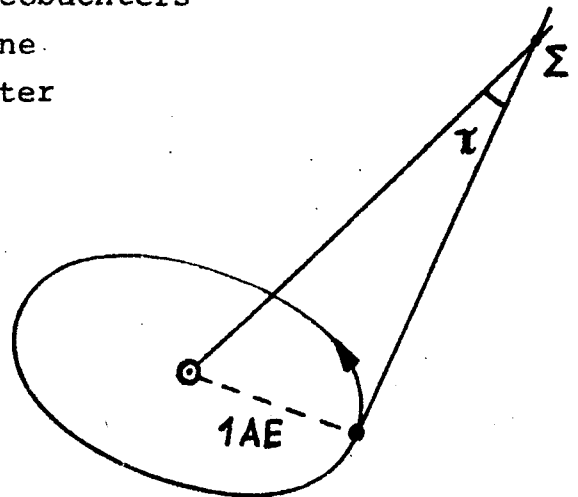
Der Einfluß der täglichen Aberration auf die Sternkoordinaten ist:

$$\begin{aligned} d\alpha &= 0,021 \cos\phi \cos t \sec\delta & \phi &= \text{geographische Breite,} \\ d\delta &= 0,32 \cos\phi \sin t \sin\delta & t &= \text{Stundenwinkel.} \end{aligned}$$

Für Sterne im Meridian (Kulmination) ist  $t = \phi$  und der Einfluß der täglichen Aberration auf die Deklination verschwindet, während jener auf die Rektaszension ein Maximum erreicht. Alle Sterne sind um den Betrag  $0,021 \cos\phi \sec\delta$  nach Osten verschoben, gehen also verspätet durch den Meridian. Dies ist bei einer Zeitbestimmung aus Meridiandurchgängen zu berücksichtigen!

### 4.4. Parallaxe

Steht die Entfernung eines Objekts in einem endlichen Verhältnis zu einer Ortsänderung des Beobachters so erfährt die beobachtete Richtung eine scheinbare Verschiebung. Die Katalogörter müssen daher vom Baryzentrum des Planetensystems auf das Geozentrum reduziert werden. Der Winkel unter dem von einem Stern aus die mittlere Entfernung Erde-Sonne erscheint heißt jährliche Parallaxe  $\pi$ . Sie ist auch ein Maß für die Entfernung eines Sterns. Es gibt nur relativ wenige Sterne mit einer merklichen Parallaxe. Die größte bekannte hat Proxima Centauri mit  $0,76$ . Durch die tägliche Bewegung entsteht auch eine tägliche Parallaxe. Sie bedeutet den Übergang vom Geozentrum auf das Topozentrum und kommt nur für Körper des Sonnensystems in Frage. Auch wird sie nicht an die äquatorealen Koordinaten angebracht, sondern an die beobachteten Größen.



## 21. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

### 4.5. Eigenbewegung

Diese hat zwar nichts mit der Bewegung der Erde zu tun, muß aber bei der Reduktion eines Katalogortes auf den scheinbaren Ort eines bestimmten Datums berücksichtigt werden. Es interessiert hier nur die tangentielle Komponente der Eigenbewegung, nicht die radiale. Die Kataloge geben die 100-jährige Eigenbewegung in Rektaszension  $\mu_\alpha$  und in Deklination  $\mu_\delta$  für jeden Stern. Der Einfluß auf die Koordinaten ist daher:

$$d\alpha = \frac{\tau}{100} \mu_\alpha, \quad d\delta = \frac{\tau}{100} \mu_\delta. \quad \tau = \text{Zeit zwischen Datum und Katalogeпоche in Jahren.}$$

### 5. Die praktische Reduktion vom mittleren Ort einer Standardepochе auf den scheinbaren Ort eines Datums.

Man reduziert zunächst mit den Formeln des Kapitels 4.1 auf die Jahresmitte, z.B. 1989,5 und gewinnt  $(\alpha_1, \delta_1)$ . Sodann erfolgt die Reduktion auf den scheinbaren Ort des Datums durch die Formeln:

$$\begin{aligned} \alpha &= \alpha_1 + \tau \mu_\alpha + Aa + Bb + (C - \pi Y)c + (D + \pi X)d + E + J \tan \delta_1, \\ \delta &= \delta_1 + \tau \mu_\delta + Aa' + Bb' + (C - \pi Y)c' + (D + \pi X)d' + J' \tan \delta_1. \end{aligned}$$

Darin bedeuten:  $A, B, C, D, E, J, J'$  = Besselsche Tageszahlen; diese sind mit Ausnahme von  $J$  und  $J'$  unabhängig von den Sternkoordinaten, variieren aber stark mit der Zeit. Sie sind im jährlich publizierten Astronomical Almanac von Tag zu Tag tabuliert.

$a, b, c, d, a', b', c', d'$  = Bessel'sche Sternkonstanten; sie hängen von den Sternkoordinaten ab und sind über lange Zeit praktisch konstant. Ihre Bedeutung ist:

$$\begin{aligned} a &= \frac{1}{15} (2,301 + \sin \alpha_1 \tan \delta_1) & a' &= \cos \alpha_1 \\ b &= \frac{1}{15} \cos \alpha_1 \tan \delta_1 & b' &= -\sin \alpha_1 \\ c &= \cos \alpha_1 \sec \delta_1 & c' &= \tan \epsilon \cos \delta_1 - \sin \alpha_1 \sin \delta_1 \\ d &= \sin \alpha_1 \sec \delta_1 & d' &= \cos \alpha_1 \sin \delta_1. \end{aligned}$$

$X, Y$  = Ortsvektor der Erde, ebenfalls in dem Astronomical Almanac von Tag zu Tag tabuliert.

$\tau$  = jährliche Parallaxe.

Auf den nächsten Seiten werden Beispiele der Tafeln des Astronomical Almanacs wiedergegeben.

22.Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

NUTATION, OBLIQUITY, DAY NUMBERS, 1989 B25

FOR 0<sup>h</sup> DYNAMICAL TIME

Date 0 <sup>h</sup> TDT	Nutation		Obl. of Ecliptic 23° 26'	Besselian Day Numbers for Mean Equinox J1989-5					Fraction of Year $\tau$
	in Long.	in Obl.		A	B	C	D	E	
									(00001)
Feb. 15	+ 8-347	+8-411	34-951	- 4-218	-8-411	-15-717	+11-694	+12	-0-3761
16	8-459	8-427	34-965	4-119	8-427	15-896	11-391	12	-3734
17	8-552	8-464	35-001	4-027	8-464	16-071	11-086	12	-3706
18	8-609	8-517	35-053	3-950	8-517	16-241	10-778	12	-3679
19	8-618	8-579	35-113	3-891	8-579	16-406	10-467	12	-3652
20	+ 8-579	+8-639	35-172	- 3-852	-8-639	-16-566	+10-154	+12	-0-3624
21	8-496	8-691	35-223	3-830	8-691	16-721	9-837	12	-3597
22	8-381	8-728	35-259	3-821	8-728	16-872	9-519	12	-3569
23	8-250	8-747	35-277	3-818	8-747	17-017	9-197	12	-3542
24	8-120	8-747	35-276	3-815	8-747	17-158	8-873	12	-3515
25	+ 8-008	+8-730	35-257	- 3-804	-8-730	-17-293	+ 8-546	+11	-0-3487
26	7-927	8-701	35-226	3-782	8-701	17-423	8-217	11	-3460
27	7-888	8-665	35-190	3-742	8-665	17-549	7-885	11	-3433
28	7-895	8-631	35-154	3-685	8-631	17-669	7-551	11	-3405
Mar. 1	7-945	8-606	35-128	3-610	8-606	17-784	7-215	11	-3378
2	+ 8-029	+8-598	35-119	- 3-522	-8-598	-17-893	+ 6-876	+11	-0-3350
3	8-130	8-613	35-132	3-427	8-613	17-997	6-535	12	-3323
4	8-222	8-652	35-170	3-335	8-652	18-096	6-192	12	-3296
5	8-278	8-712	35-228	3-258	8-712	18-188	5-846	12	-3268
6	8-273	8-781	35-296	3-205	8-781	18-275	5-499	12	-3241
7	+ 8-199	+8-842	35-356	- 3-180	-8-842	-18-356	+ 5-150	+12	-0-3214
8	8-070	8-878	35-391	3-176	8-878	18-431	4-799	12	-3186
9	7-919	8-880	35-392	3-181	8-880	18-500	4-447	11	-3159
10	7-789	8-849	35-359	3-178	8-849	18-563	4-094	11	-3131
11	7-713	8-795	35-304	3-154	8-795	18-620	3-740	11	-3104
12	+ 7-701	+8-735	35-243	- 3-103	-8-735	-18-670	+ 3-386	+11	-0-3077
13	7-748	8-685	35-192	3-030	8-685	18-715	3-032	11	-3049
14	7-830	8-656	35-161	2-942	8-656	18-753	2-677	11	-3022
15	7-922	8-651	35-155	2-851	8-651	18-786	2-322	11	-2995
16	7-998	8-669	35-172	2-766	8-669	18-814	1-968	11	-2967
17	+ 8-041	+8-704	35-206	- 2-694	-8-704	-18-836	+ 1-613	+11	-0-2940
18	8-038	8-749	35-249	2-640	8-749	18-852	1-259	11	-2912
19	7-987	8-794	35-293	2-605	8-794	18-863	0-905	11	-2885
20	7-893	8-832	35-330	2-588	8-832	18-869	0-551	11	-2858
21	7-765	8-857	35-353	2-584	8-857	18-869	+ 0-197	11	-2830
22	+ 7-618	+8-864	35-359	- 2-588	-8-864	-18-864	- 0-156	+11	-0-2803
23	7-469	8-852	35-345	2-592	8-852	18-853	0-509	11	-2775
24	7-335	8-822	35-314	2-591	8-822	18-837	0-862	10	-2748
25	7-230	8-778	35-269	2-577	8-778	18-816	1-214	10	-2721
26	7-165	8-726	35-216	2-548	8-726	18-790	1-566	10	-2693
27	+ 7-146	+8-674	35-162	- 2-501	-8-674	-18-758	- 1-917	+10	-0-2666
28	7-171	8-629	35-116	2-436	8-629	18-721	2-268	10	-2639
29	7-232	8-599	35-085	2-357	8-599	18-679	2-618	10	-2611
30	7-313	8-588	35-073	2-270	8-588	18-631	2-967	10	-2584
31	7-394	8-600	35-084	2-183	8-600	18-578	3-316	11	-2556
Apr. 1	+ 7-452	+8-633	35-115	- 2-105	-8-633	-18-519	- 3-663	+11	-0-2529
2	+ 7-463	+8-679	35-160	- 2-046	-8-679	-18-455	- 4-010	+11	-0-2502

23.Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

**B32 SECOND-ORDER DAY NUMBERS, 1989**

*J* for NORTHERN DECLINATIONS  
FOR 0<sup>h</sup> TDT AND EQUINOX J1989-5

Date	Right Ascension												
	0 <sup>h</sup> 12 <sup>h</sup>	1 <sup>h</sup> 13 <sup>h</sup>	2 <sup>h</sup> 14 <sup>h</sup>	3 <sup>h</sup> 15 <sup>h</sup>	4 <sup>h</sup> 16 <sup>h</sup>	5 <sup>h</sup> 17 <sup>h</sup>	6 <sup>h</sup> 18 <sup>h</sup>	7 <sup>h</sup> 19 <sup>h</sup>	8 <sup>h</sup> 20 <sup>h</sup>	9 <sup>h</sup> 21 <sup>h</sup>	10 <sup>h</sup> 22 <sup>h</sup>	11 <sup>h</sup> 23 <sup>h</sup>	12 <sup>h</sup> 24 <sup>h</sup>
Jan. -6	-4	-3	-1	+1	+3	+4	+4	+3	+1	-1	-3	-4	-4
4	-5	-4	-2	0	+3	+5	+5	+4	+2	0	-3	-5	-5
14	-7	-6	-4	-1	+2	+5	+7	+6	+4	+1	-2	-5	-7
24	-7	-8	-7	-3	+1	+5	+7	+8	+7	+3	-1	-5	-7
Feb. 3	-7	-9	-8	-6	-1	+3	+7	+9	+8	+6	+1	-3	-7
13	-6	-9	-10	-8	-4	+1	+6	+9	+10	+8	+4	-1	-6
23	-4	-9	-11	-10	-7	-1	+4	+9	+11	+10	+7	+1	-4
Mar. 5	-2	-8	-11	-12	-9	-4	+2	+8	+11	+12	+9	+4	-2
15	0	-6	-10	-12	-11	-6	0	+6	+10	+12	+11	+6	0
25	+3	-3	-9	-12	-12	-9	-3	+3	+9	+12	+12	+9	+3

**SECOND-ORDER DAY NUMBERS, 1989**

**B33**

*J'* for NORTHERN DECLINATIONS  
FOR 0<sup>h</sup> TDT AND EQUINOX J1989-5

Date	Right Ascension												
	0 <sup>h</sup> 12 <sup>h</sup>	1 <sup>h</sup> 13 <sup>h</sup>	2 <sup>h</sup> 14 <sup>h</sup>	3 <sup>h</sup> 15 <sup>h</sup>	4 <sup>h</sup> 16 <sup>h</sup>	5 <sup>h</sup> 17 <sup>h</sup>	6 <sup>h</sup> 18 <sup>h</sup>	7 <sup>h</sup> 19 <sup>h</sup>	8 <sup>h</sup> 20 <sup>h</sup>	9 <sup>h</sup> 21 <sup>h</sup>	10 <sup>h</sup> 22 <sup>h</sup>	11 <sup>h</sup> 23 <sup>h</sup>	12 <sup>h</sup> 24 <sup>h</sup>
Jan. -6	-2	-1	0	0	-1	-3	-4	-5	-6	-6	-5	-4	-2
4	-4	-2	0	0	-1	-2	-4	-6	-7	-8	-7	-6	-4
14	-6	-3	-1	0	0	-2	-4	-7	-9	-10	-10	-8	-6
24	-9	-6	-3	-1	0	-1	-3	-6	-9	-11	-12	-11	-9
Feb. 3	-11	-8	-4	-2	0	0	-2	-6	-9	-12	-13	-13	-11
13	-14	-11	-7	-3	-1	0	-2	-5	-8	-12	-15	-15	-14
23	-16	-13	-9	-5	-2	0	-1	-3	-7	-12	-15	-17	-16
Mar. 5	-18	-16	-12	-7	-3	0	0	-2	-6	-11	-15	-17	-18
15	-18	-17	-14	-9	-5	-1	0	-1	-4	-9	-13	-17	-18
25	-18	-19	-16	-12	-7	-3	0	0	-3	-7	-12	-16	-18

**B46 POSITION AND VELOCITY OF THE EARTH, 1989**

ORIGIN AT SOLAR SYSTEM BARYCENTRE  
MEAN EQUATOR AND EQUINOX J2000-0

Date 0 <sup>h</sup> TDB	X	Y	Z	$\dot{X}$	$\dot{Y}$	$\dot{Z}$
Feb. 15	-0.825 504 998	+0.501 660 955	+0.217 503 788	- 977 9220	-1321 5911	- 573 0121
16	.835 157 318	.488 369 547	.211 741 011	952 5011	1336 6212	579 5137
17	.844 554 216	.474 929 911	.205 914 106	926 8387	1351 2371	585 8377
18	.853 693 305	.461 346 179	.200 024 845	900 9400	1365 4406	591 9854
19	.862 572 243	.447 622 469	.194 074 982	874 8094	1379 2330	597 9579
20	-0.871 188 731	+0.433 762 888	+0.188 066 270	- 848 4503	-1392 6146	- 603 7553
21	.879 540 499	.419 771 548	.182 000 460	821 8661	1405 5849	609 3776
22	.887 625 311	.405 652 567	.175 879 304	795 0595	1418 1423	614 8241
23	.895 440 958	.391 410 085	.169 704 567	768 0335	1430 2847	620 0937
24	.902 985 260	.377 048 266	.163 478 025	740 7911	1442 0091	625 1848
25	-0.910 256 069	+0.362 571 308	+0.157 201 472	- 713 3356	-1453 3117	- 630 0956
26	.917 251 273	.347 983 450	.150 876 722	685 6705	1464 1886	634 8238
27	.923 968 794	.333 288 971	.144 505 612	657 7997	1474 6350	639 3671
28	.930 406 593	.318 492 201	.138 090 004	629 7269	1484 6459	643 7229
Mar. 1	.936 562 673	.303 597 523	.131 631 790	601 4562	1494 2157	647 8879
2	-0.942 435 073	+0.288 609 381	+0.125 132 893	- 572 9918	-1503 3375	- 651 8587
3	.948 021 878	.273 532 292	.118 595 277	544 3382	1512 0037	655 6312
4	.953 321 226	.258 370 858	.112 020 948	515 5012	1520 2047	659 2002
5	.958 331 317	.243 129 784	.105 411 970	486 4886	1527 9297	662 5600
6	.963 050 448	.227 813 891	.098 770 466	457 3114	1535 1665	665 7044

X, Y, Z are in units of 10<sup>11</sup> au/d.



## 24. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

### 6. Zeitsysteme

Alle Zeitsysteme beruhen auf der Beobachtung regelmäßig wiederkehrender astronomischer oder physikalischer Phänomene. Die Zeitintervalle zwischen den Phänomenen bilden das Maß der jeweiligen Zeitskala. Die Grundeinheit aller Zeitskalen ist die Sekunde. Es gibt keine Vorschrift für die Wahl eines "besten" Zeitsystems. Nach Poincaré muß eine Zeitskala so definiert werden, daß die Bewegungsgleichungen der Mechanik so einfach wie möglich werden. Man muß auch zwischen der konzeptionellen Idee einer Zeitskala und ihrer tatsächlichen Verwirklichung unterscheiden, ebenso zwischen der Bestimmung eines Zeitpunktes und der Messung von Zeitintervallen! Um allen Anforderungen von Wissenschaft und Technik gerecht zu werden, müssen die Beziehungen zwischen den Zeitskalen mit höchstmöglicher Präzision festgestellt werden.

#### 6.1. Wahre Sonnenzeit WSZ und mittlere Sonnenzeit MSZ

Die wahre Sonnenzeit ist der Stundenwinkel der wahren Sonne +  $12^h$ :

$$WSZ = t_{\odot} + 12^h$$

Wegen der früher besprochenen variablen Bewegung der Sonne und der notwendigen Projektion in den Äquator, weicht die WSZ stark von einer gleichförmigen Zeit ab (bis zu  $\pm 16$  min). Die WSZ wird von Sonnenuhren angezeigt und man braucht sie überall dort, wo der Stundenwinkel der wahren Sonne gefragt ist. Die Abweichung von einer gleichförmigen Zeitskala besteht aus zwei überlagerten Sinusschwingungen. Um zu einem gleichförmigen Zeitmaß zu kommen, wird eine fiktive Sonne eingeführt, die sich gleichförmig im Äquator bewegt und mittlere Sonne heißt. Sie definiert mittlere Sonnenzeit MSZ. Beide Zeiten WSZ und MSZ beziehen sich auf den lokalen Meridian!

Wird die MSZ auf den Meridian von Greenwich bezogen, heißt sie UT1 (= 1. korrigierte Weltzeit). Ihre Definition nach Newcomb lautet:

UT1 ist  $12^h$  + Greenwicher Stundenwinkel eines fiktiven Punktes auf dem Himmelsäquator, dessen Rektaszension bezogen auf den momentanen mittleren Frühlingspunkt ist:

$$\alpha = 18^h 41^m 50^s,54841 + 8640184^s,812866 \cdot T + 0^s,093104 \cdot T^2 - 6,2 \cdot 10^{-3} \cdot T^3$$

worin T das Zeitintervall in Julianischen Jahrhunderten ist, das seit 2000, Jänner 1,  $12^h$  UT vergangen ist. (Achtung! Gegenwärtig ist T negativ!).

Die mittlere Sonnenzeit an einem Ort folgt aus der UT1 durch

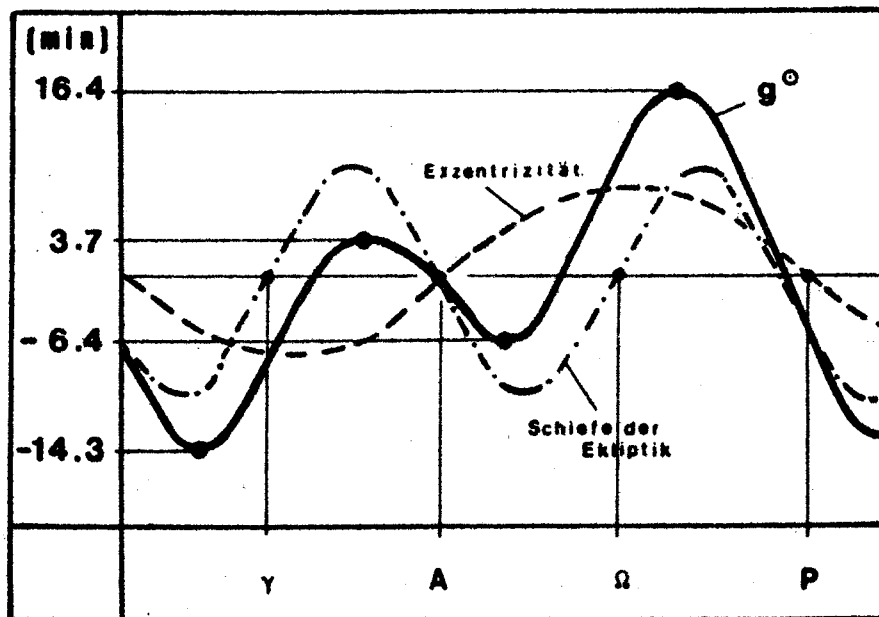
## 25. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Addition der geographischen Länge:  $MSZ = UT1 + \text{geogr. Länge}$ .

Die Differenz von wahrer und mittlerer Sonnenzeit heißt Zeitgleichung ZGL im Sinne von:

$$ZGL = WSZ - MSZ, \quad \text{oder} \quad WSZ = MSZ + ZGL.$$

Achtung! In der Projektion auf den Äquator ist die wahre Sonne der fiktiven mittleren Sonne manchmal voraus, manchmal eilt sie nach (z.B. von Jänner bis Mitte April ist sie voraus). Wenn sie voraus ist, ist der Stundenwinkel der wahren Sonne aber kleiner als jener der mittleren Sonne, denn Rektaszension und Stundenwinkel werden entgegengesetzt gezählt; in diesem Fall ist die ZGL negativ (siehe Diagramm). Viermal im Jahr verschwindet die ZGL.



$\gamma$  : Frühlingspunkt

A : Aphel

$\Omega$  : Herbstpunkt

P : Perihel

Auf einige Sekunden genau kann man die Zgl. aus der für 1989 gültigen Formel berechnen:

$$\begin{aligned} \text{Zgl.} = & -105,8 \sin \lambda_{\odot} + 596,2 \sin 2\lambda_{\odot} + 4,4 \sin 3\lambda_{\odot} - 12,7 \sin 4\lambda_{\odot} - \\ & - 429,0 \cos \lambda_{\odot} - 2,1 \cos 2\lambda_{\odot} + 19,3 \cos 3\lambda_{\odot}, \end{aligned}$$

worin  $\lambda_{\odot}$  die mittlere Länge der Sonne ist:  $\lambda_{\odot} = 279,642 + 0,985647 \cdot d$ ,  
 $d$  = laufender Jahrestag + Tagesbruchteil.

Zwar nicht in Strenge, aber mit hoher Genauigkeit kann die Zgl. auch einer Tafel des Astronomical Almanacs entnommen werden.

26.Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Es gilt:  $ZGL = 12^h - \text{Ephemeris Transit.}$

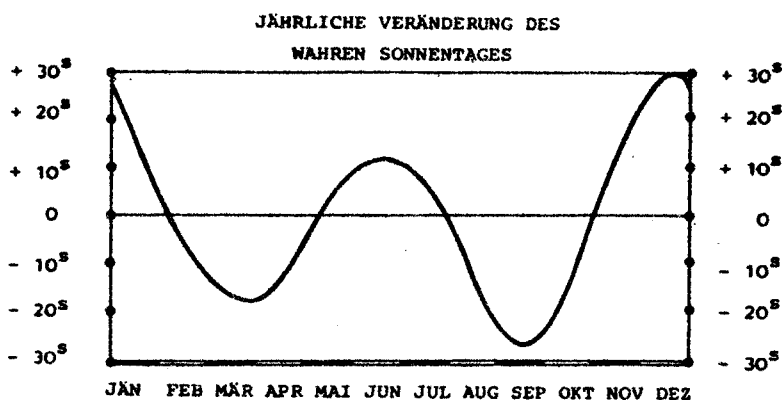
SUN, 1989

C7

FOR 0<sup>h</sup> DYNAMICAL TIME

Date	Position Angle of Axis P	Heliographic		H. P.	Semi-Diameter	Ephemeris Transit
		Latitude B <sub>0</sub>	Longitude L <sub>0</sub>			
Feb. 15	-17.43	-6.82	235.07	8.90	16 11.53	12 14 09.50
16	17.76	6.87	221.91	8.90	16 11.34	12 14 05.97
17	18.09	6.91	208.74	8.90	16 11.15	12 14 01.72
18	18.41	6.94	195.57	8.90	16 10.95	12 13 56.77
19	18.72	6.98	182.40	8.90	16 10.74	12 13 51.12
20	-19.03	-7.01	169.23	8.89	16 10.53	12 13 44.81
21	19.34	7.04	156.06	8.89	16 10.32	12 13 37.84
22	19.64	7.07	142.89	8.89	16 10.10	12 13 30.24
23	19.93	7.09	129.72	8.89	16 09.88	12 13 22.02
24	20.21	7.12	116.55	8.89	16 09.66	12 13 13.21
25	-20.49	-7.14	103.38	8.88	16 09.43	12 13 03.81
26	20.77	7.16	90.20	8.88	16 09.20	12 12 53.86
27	21.03	7.18	77.03	8.88	16 08.96	12 12 43.36
28	21.30	7.19	63.86	8.88	16 08.72	12 12 32.34
Mar. 1	21.55	7.20	50.69	8.88	16 08.48	12 12 20.82
2	-21.80	-7.21	37.51	8.87	16 08.23	12 12 08.81
3	22.04	7.22	24.34	8.87	16 07.99	12 11 56.34
4	22.28	7.23	11.17	8.87	16 07.74	12 11 43.41
5	22.51	7.23	357.99	8.87	16 07.49	12 11 30.05
6	22.73	7.24	344.82	8.86	16 07.24	12 11 16.27

Der ungleichförmige Lauf der wahren Sonne bewirkt auch eine beachtliche Änderung der Länge des wahren Sonnentages im Laufe des Jahres (1 wahrer Sonnentag = Zeitraum zwischen zwei oberen Kulminationen der wahren Sonne).



### 6.2. Sternzeit

Die Zeit der praktischen Astronomie ist die Sternzeit. Man unterscheidet wahre und mittlere Sternzeit. Es ist:

Wahre Sternzeit = Stundenwinkel des wahren Frühlingspunktes,

Mittlere Sternzeit = Stundenwinkel des mittleren Frühlingspunktes.

## 27. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Der Zeitraum zwischen zwei aufeinanderfolgenden Kulminationen des Frühlingspunktes heißt Sterntag. Er ist verschieden vom Zeitraum zwischen zwei Kulminationen eines Sterns (Fixsterntag), denn der Frühlingspunkt kommt infolge der Präzession der Erddrehung entgegen, er definiert also nicht exakt eine volle Umdrehung der Erde um  $360^\circ$ . Eine volle Rotation um  $360^\circ$  ist demnach um rund  $0,0084^s$  länger als ein Sterntag.

Mittlere Sternzeit und UT1 sind durch eine Formel streng aneinander gebunden, sodaß Kenntnis der einen Zeit auch Kenntnis der anderen bedeutet.

$$\text{Mittlere Sternzeit in Greenwich} = \text{UT1} + \alpha + 12^h.$$

( mit  $\alpha$  von Forts. 24). Daraus ergibt sich folgende Beziehung:

$$\begin{aligned} 1 \text{ mittlerer Sonnentag} &= 24^h 03^m 56^s,55537 \text{ mittlere Sternzeit,} \\ 1 \text{ mittlerer Sterntag} &= 23^h 56^m 04^s,09053 \text{ mittlere Sonnenzeit.} \end{aligned}$$

Da die Sternzeit leicht beobachtet werden kann, ist auch die Weltzeit leicht beobachtbar. Allerdings folgt aus einer Beobachtung die wahre Sternzeit und diese ist außerdem von der Polbewegung beeinflusst. Man nennt die unmittelbar aus Beobachtungen folgende Weltzeit UTO und es gilt:

$$\text{UT1} = \text{UTO} + \text{Effekt der Polbewegung.}$$

Mittlere und wahre Sternzeit unterscheiden sich um die Wirkung der Nutation. Diese wird Gleichung der Äquinoktien genannt, also

$$\begin{aligned} \text{Wahre Sternzeit} &= \text{Mittlere Sternzeit} + \text{Gleichung der Äquinoktien.} \\ \text{Gleichung der Äquinoktien} &= \Delta\psi \cos \epsilon. \end{aligned}$$

In dem Astronomical Almanac ist für jeden Tag des Jahres tabuliert: Wahre und mittlere Sternzeit in Greenwich für  $0^h \text{UT1}$ , Gleichung der Äquinoktien, UT1 um  $0^h$  mittlerer Sternzeit, sowie das Julianische Datum und das GSD (Greenwich Sidereal Date = Sterndatum, eine dem Julianischen Datum verwandte Zählung der Sterntage).

Man erkennt auch, daß das tropische Jahr 365,2422 mittlere Sonnentage, aber 366,2422 mittlere Sterntage umfaßt. D.h. in bezug auf die Sonne dreht sich die Erde nicht um  $360^\circ$  sondern um fast um  $361^\circ$ .

Da Sternzeit und mittlere Sonnenzeit sich weder auf einen Stern noch auf die Sonne, sondern auf den Frühlingspunkt beziehen, muß man sagen diese Zeiten sind nicht stellar oder solar sondern tropisch!

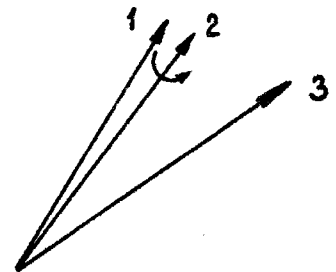
UNIVERSAL AND SIDEREAL TIMES, 1989 B9

Date	Julian Date	G. SIDEREAL TIME (GHA of the Equinox)		Equation of Equinoxes at 0° UT	GSD at 0° GMST	UT at 0° GMST (Greenwich Transit of the Mean Equinox)
0° UT		Apparent	Mean			
	<b>244</b>	h m s	s	s	<b>245</b>	h m s
Feb. 15	7572.5	9 39 54.8610	54.3505	+0.5105	4275.0	Feb. 15 14 17 44.7437
16	7573.5	9 43 51.4232	50.9059	.5174	4276.0	16 14 13 48.8342
17	7574.5	9 47 47.9843	47.4612	.5231	4277.0	17 14 09 52.9248
18	7575.5	9 51 44.5431	44.0166	.5265	4278.0	18 14 05 57.0153
19	7576.5	9 55 41.0991	40.5720	.5271	4279.0	19 14 02 01.1058
20	7577.5	9 59 37.6520	37.1273	+0.5247	4280.0	20 13 58 05.1964
21	7578.5	10 03 34.2023	33.6827	.5196	4281.0	21 13 54 09.2869
22	7579.5	10 07 30.7507	30.2381	.5126	4282.0	22 13 50 13.3774
23	7580.5	10 11 27.2980	26.7934	.5046	4283.0	23 13 46 17.4680
24	7581.5	10 15 23.8455	23.3488	.4967	4284.0	24 13 42 21.5585
25	7582.5	10 19 20.3940	19.9042	+0.4898	4285.0	25 13 38 25.6490
26	7583.5	10 23 16.9444	16.4595	.4849	4286.0	26 13 34 29.7395
27	7584.5	10 27 13.4974	13.0149	.4825	4287.0	27 13 30 33.8301
28	7585.5	10 31 10.0531	09.5703	.4829	4288.0	28 13 26 37.9206
Mar. 1	7586.5	10 35 06.6116	06.1256	.4859	4289.0	Mar. 1 13 22 42.0111
2	7587.5	10 39 03.1721	02.6810	+0.4911	4290.0	2 13 18 46.1017
3	7588.5	10 42 59.7336	59.2364	.4973	4291.0	3 13 14 50.1922
4	7589.5	10 46 56.2947	55.7917	.5029	4292.0	4 13 10 54.2827
5	7590.5	10 50 52.8534	52.3471	.5063	4293.0	5 13 06 58.3733
6	7591.5	10 54 49.4085	48.9025	.5060	4294.0	6 13 03 02.4638

6.3. Polbewegung

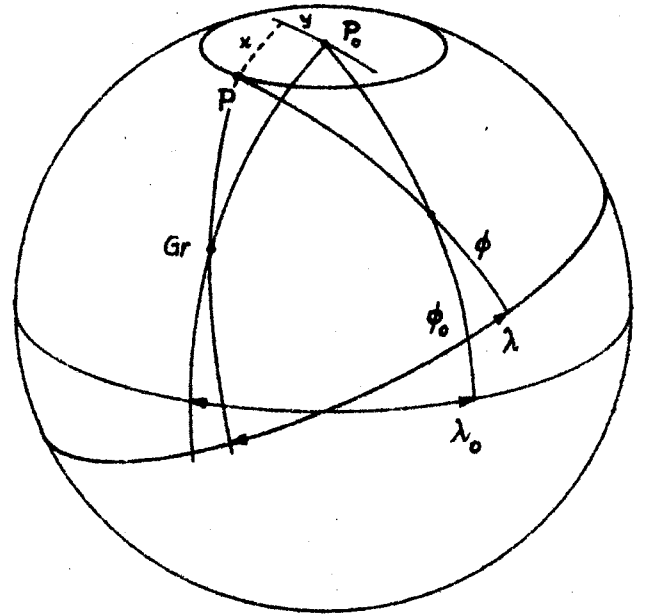
Der Ausdruck "Polbewegung" beschreibt die Wanderung des geographischen Poles an der Erdoberfläche. Tatsächlich handelt es sich um eine Bewegung des Erdkörpers in bezug auf die Rotationsachse. Die Ursache sind fast ausschließlich innere Kräfte geophysikalischer Natur. Ein kleiner Effekt kommt aus der Deformation des Erdkörpers durch die Gezeitenkräfte.

Man hat im Prinzip drei Achsen zu betrachten: Die Drehmomentachse (1), die momentane Rotationsachse (2) und die Figurenachse (3) = Achse des größten Trägheitsmoments. Abgesehen von Präzession und Nutation, behält die Drehmomentachse ihre Richtung im Raume bei und die Rotationsachse beschreibt um sie einen kleinen Kegel. Diese Bewegung müsste die Sternkoordinaten periodisch ändern ist aber zu klein, um merkbar zu werden. Man läßt also (1) und (2) zusammenfallen. Die Achse (3) bewegt sich in einem größeren Kegelmantel um (2). Dadurch werden die Sternkoordinaten nicht geändert, wohl aber die geographischen Koordinaten eines Beobachtungsortes, wie aus der Figur auf der nächsten Seite zu entnehmen ist.



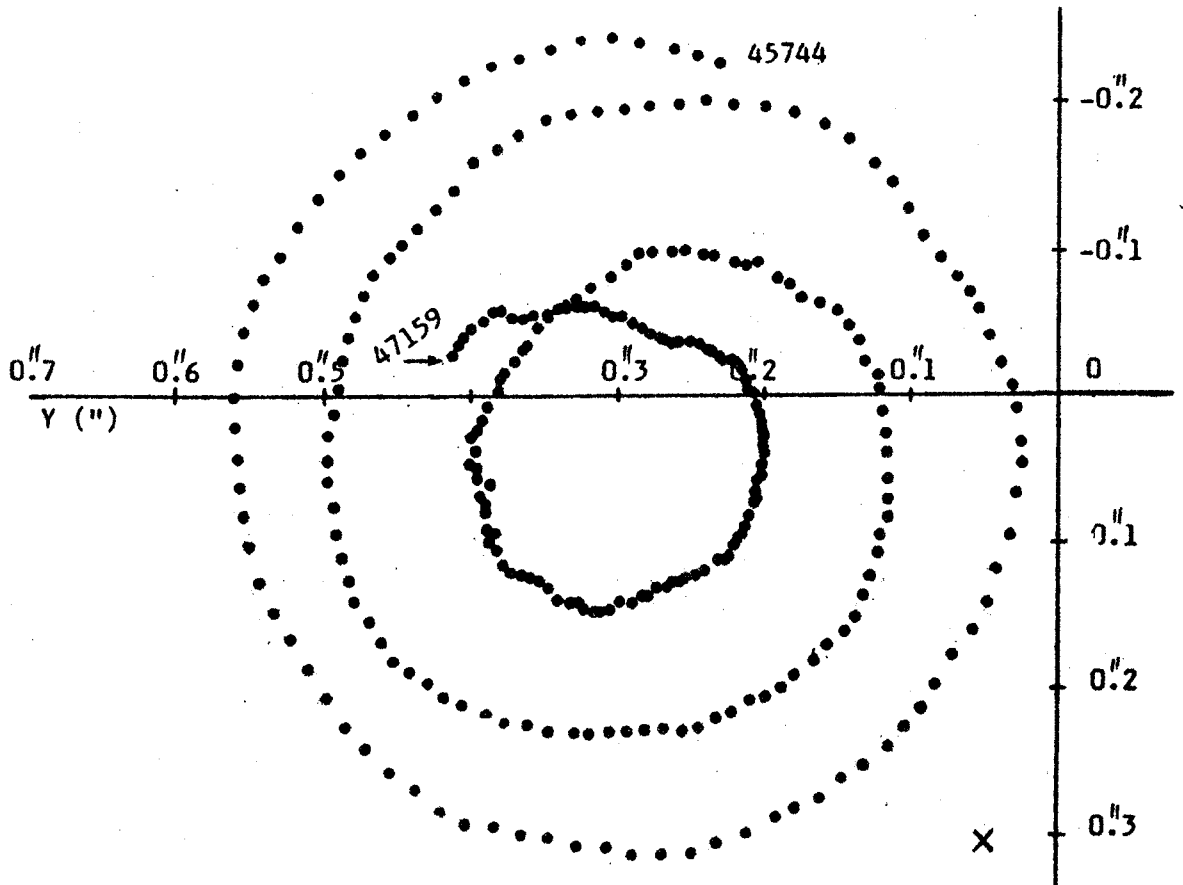
29. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

In bezug auf die Erdoberfläche bewegt sich der Durchstoßpunkt der Rotationsachse spiralförmig in mathematisch positivem Sinne um eine Mittellage. Die Verschiebung gegen die Mittellage bleibt im Rahmen von  $\pm 0,3$ , spielt sich also linear in einem Quadrat von  $20 \times 20$  m ab. Die Theorie der Polbewegung ist äußerst komplex. Heute kann die Polbewegung schon für eine gewisse Zeit vorausgeschätzt werden. Die tatsächlichen Lagen des momentanen Pols aber müssen aus Beobachtungen abgeleitet werden. In den Ergebnissen lassen sich mehrere Perioden nachweisen, deren wichtigste 428 Tage und 1 Jahr betragen.



Wäre die Erde ein frei rotierender starrer Körper, müßte die Periode 305 Tage sein (Euler-Periode). Durch die Elastizität des Erdkörpers aber wird diese Periode auf  $428^d$  verlängert (Chandler-Periode). Im Laufe von einigen Jahren klingt die Bewegung spiralförmig ab, um dann aus nicht ganz geklärten Ursachen neu angeregt zu werden.

Path of the pole from 1984 Feb. 14 to 1987 Dec. 30  
(MJD 45744 - 47159).



### 30. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Zur Beschreibung der momentanen Pollage wird in einem "mittleren" Pol ein tangenciales Koordinatensystem  $x, y$  eingeführt, mit der  $x$ -Achse im Meridian von Greenwich,  $y$ -Achse nach Westen. Der mittlere Pol seinerseits ist als die mittlere Pollage der Jahre 1900-1905 definiert und heißt CIO (= Conventional International Origin). Die Koordinaten des momentanen Pols werden durch mehrere unabhängige Verfahren bestimmt (klassische Breiten- und Zeitdienste, Laserdistanzmessungen zu Satelliten und zum Mond, Interferometrie über lange Basen). Weltweit organisiert ist dieser Beobachtungsdienst im "International Polar Motion Service" der 14-tägig Rohwerte der Polkoordinaten und bestimmter Zeitkorrekturen mitteilt. Jährlich erscheint dann ein Sammelband mit den ausgeglichenen Ergebnissen aller Stationen und Verfahren. Auf der nächsten Seite findet sich ein Ausschnitt dieser Tabelle für das Jahr 1987.

Bezeichnen  $\phi_0, \lambda_0$  geographische Koordinaten bezogen auf den CIO,  $\phi, \lambda$  dieselben bezogen auf den momentanen Pol, so besteht zwischen ihnen die Beziehung:

$$\begin{aligned}\phi &= \phi_0 + x \cdot \cos \lambda_0 - y \cdot \sin \lambda_0, \\ \lambda &= \lambda_0 + (x \cdot \sin \lambda_0 + y \cdot \cos \lambda_0) \tan \phi_0.\end{aligned}$$

Wegen des direkten Zusammenhanges der geographischen Längen mit dem Zeitbegriff gilt auch für die Korrektur von UT0 auf UT1:

$$UT1 = UT0 - \left( \frac{x}{15} \sin \lambda_0 + \frac{y}{15} \cos \lambda_0 \right) \tan \phi_0.$$

#### 6.4. Veränderlichkeit der Erdrotation

Nach Erfindung genauer Uhren (Quarz- und Atomuhren) wurde ein schon lange vermutetes Phänomen direkt meßbar, die Veränderlichkeit der Erdrotation. Somit representieren UT1 und die mittlere Sternzeit kein gleichförmiges Zeitmaß. Die Unregelmäßigkeiten lassen sich in drei Gruppen teilen: jahreszeitliche Schwankungen, irreguläre Fluktuationen und säkulare Verlangsamung.

Jahreszeitliche Schwankungen: diese kommen hauptsächlich durch Massenverlagerungen zustande. Sie bleiben im Rahmen von  $\pm 0,03^s$  und lassen sich recht gut durch eine Formel darstellen. Die um den Effekt der jahreszeitlichen Schwankungen korrigierte UT1 heißt UT2. Es gilt:

$$\begin{aligned}UT2 = UT1 &+ 0,0220^s \sin 2\pi t - 0,0120^s \cos 2\pi t - 0,0060^s \sin 4\pi t + \\ &+ 0,0070^s \cos 4\pi t; \quad t = \text{Jahresbruchteil.}\end{aligned}$$

31. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

TABLE 6 - COORDINATES OF THE POLE AND UNIVERSAL TIME  
AT 5-DAY INTERVAL IN 1987

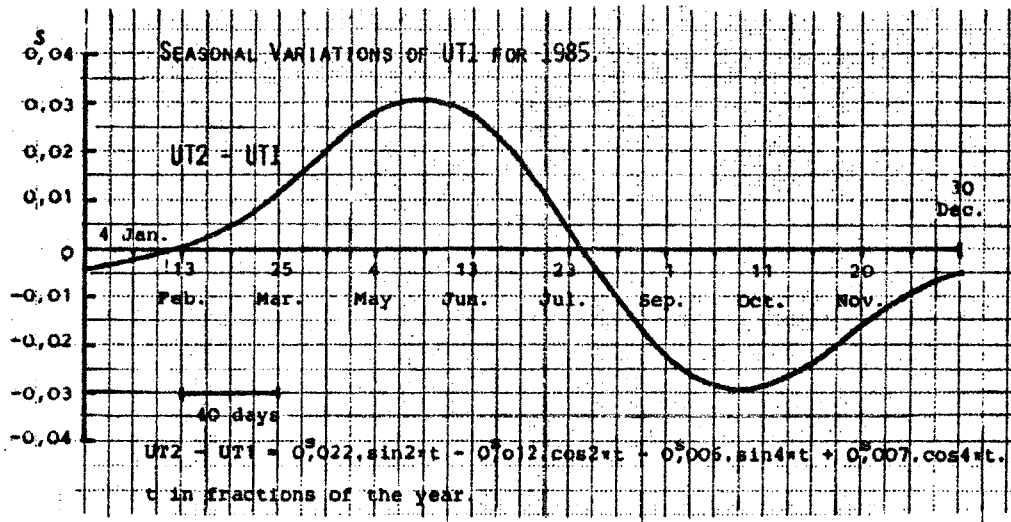
COMBINATION OF ALL AVAILABLE DATA  
UNITS ARE, FOR X, Y, 0.0001", FOR UT, 0.00001S

CALEND. (OH UT)	MJD	BESSEL. YEAR 1987.	X	Y	UT2-UTC	UT1-UTC	STAND. ERR.		
							X	Y	UT
1987 JAN 4	46799	9	1474	3101	-14728	-14280	6	6	5
1987 JAN 9	46804	22	1462	3037	-15506	-15132	6	6	4
1987 JAN 14	46809	36	1404	2969	-15831	-15523	7	5	5
1987 JAN 19	46814	50	1415	2883	-16264	-16015	5	4	4
1987 JAN 24	46819	63	1366	2814	-16998	-16805	6	6	5
1987 JAN 29	46824	77	1369	2776	-17416	-17281	4	4	4
1987 FEB 3	46829	91	1310	2715	-18214	-18139	5	4	3
1987 FEB 8	46834	105	1304	2645	-18857	-18848	5	5	4
1987 FEB 13	46839	118	1270	2607	-19300	-19365	6	6	5
1987 FEB 18	46844	132	1267	2562	-20115	-20267	4	4	3
1987 FEB 23	46849	146	1242	2519	-20836	-21088	4	4	4
1987 FEB 28	46854	159	1220	2451	-21623	-21989	6	5	5
1987 MAR 5	46859	173	1193	2389	-22726	-23224	8	8	6
1987 MAR 10	46864	187	1120	2300	-23254	-23898	6	6	5
1987 MAR 15	46869	200	1117	2252	-23870	-24677	6	6	5
1987 MAR 20	46874	214	1096	2227	-24735	-25718	5	5	5
1987 MAR 25	46879	228	1019	2192	-25298	-26470	4	4	3
1987 MAR 30	46884	241	970	2162	-26145	-27516	6	6	5
1987 APR 4	46889	255	952	2141	-26758	-28334	5	5	4
1987 APR 9	46894	269	895	2119	-27187	-28973	4	5	3
1987 APR 14	46899	283	822	2090	-27961	-29954	6	6	5
1987 APR 19	46904	296	735	2057	-28529	-30723	7	7	5
1987 APR 24	46909	310	709	2039	-29095	-31480	4	5	4
1987 APR 29	46914	324	659	2049	-29917	-32477	6	6	6
1987 MAY 4	46919	337	584	2039	-30320	-33036	4	4	3
1987 MAY 9	46924	351	552	2004	-30861	-33708	4	4	4
1987 MAY 14	46929	365	480	2004	-31618	-34567	8	8	6
1987 MAY 19	46934	378	399	1988	-32071	-35089	6	6	5
1987 MAY 24	46939	392	351	1996	-32914	-35963	6	6	6
1987 MAY 29	46944	406	298	1994	-33593	-36636	7	6	6
1987 JUN 3	46949	419	272	1990	-34058	-37055	6	6	6
1987 JUN 8	46954	433	241	2002	-34840	-37748	6	6	4
1987 JUN 13	46959	447	189	2005	-35479	-38257	5	5	5
1987 JUN 18	46964	461	128	2019	-36214	-38819	5	5	4
1987 JUN 23	46969	474	68	2042	-37039	-39434	4	4	3
1987 JUN 28	46974	488	-20	2063	-37439	-39588	7	7	6
1987 JUL 3	46979	502	-50	2104	-38057	-39925	8	7	6
1987 JUL 8	46984	515	-108	2113	-38827	-40387	6	6	5
1987 JUL 13	46989	529	-176	2140	-39355	-40582	7	7	6
1987 JUL 18	46994	543	-230	2177	-40253	-41127	6	6	4

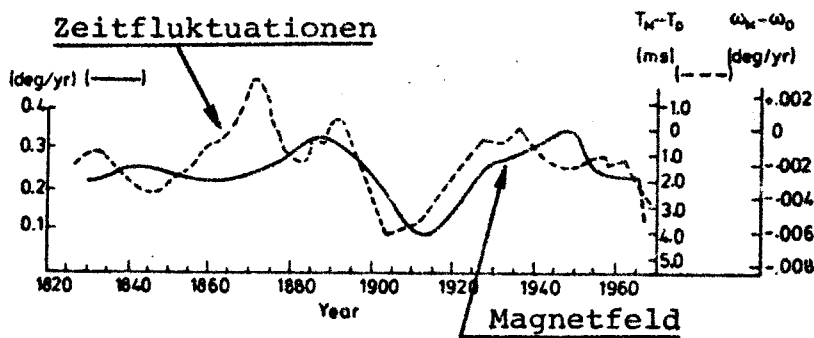


### 32. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Das Diagramm zeigt den Verlauf der jahreszeitlichen Schwankungen.



Irreguläre Fluktuationen der Tageslänge: In Intervallen von etwa 20 bis 40 Jahren dreht sich die Erde rascher bzw. langsamer als normal. Als Ursache werden Vorgänge im Erdinneren vermutet, z.B. eine magneto-hydrodynamische Koppelung des Erdmantels an einen turbulenten Kern. Diese Ansicht stützt sich auf die auffällige Korrelation zwischen den irregulären Schwankungen der Tageslänge und der westwärts gerichteten Drift des Magnetfeldes (siehe Figur).



Säkulare Verlangsamung der Erdrotation: Es ist heute eine gesicherte Tatsache, daß die Tageslänge säkular zunimmt, gegenwärtig um etwa 1,64 ms/Jahrhundert. Als Ursache wird von den meisten Fachleuten die Gezeitenreibung angenommen, obwohl auch andere Ursachen denkbar sind. Die säkulare Verlangsamung und vor allem Möglichkeiten ihrer Bestimmung wird später noch behandelt.

UT2 beinhaltet also noch zwei variable Elemente die nicht aus Sternbeobachtungen bestimmt werden können. Die einzige Möglichkeit ihrer Bestimmung ist der Vergleich von UT2 mit einer Uhr die eine gleichförmige Zeit repräsentiert, z.B. eine Atomuhr. Eine Atomuhr

### 33. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

ist aber keine Uhr im Sinne der Astronomie, denn ihre Zeitangaben können nicht in die Vergangenheit ausgedehnt werden, was aber für die Bestimmung eines säkularen Effektes notwendig ist. Deshalb muß der Vergleich von UT2 mit einer gleichförmigen Zeitskala zur Aufdeckung der irregularen und säkularen Änderungen mit einer Uhr erfolgen, die tatsächlich in der Vergangenheit beobachtet wurde! Eine solche Uhr wird durch die scheinbare Bewegung der Körper des Sonnensystems dargestellt.

#### 7. Gleichförmige Zeitsysteme

Eine gleichförmige Zeitskala kann auf das 1. Newtonsche Gesetz, das Trägheitsgesetz gegründet werden. Eine Zeitskala heißt gleichförmig, wenn gleichen geradlinigen Verschiebungen eines Masseteilchens in Bewegung, auf das keine Kräfte einwirken, gleiche Zeitintervalle entsprechen. So eine Zeit heißt "Inertialzeit". Da die beschriebene Bewegung eine physikalische Abstraktion darstellt, die in der Natur nicht vorkommt und deshalb nicht beobachtet werden kann, wird die Inertialzeit als die unabhängige Variable in den Bewegungsgleichungen der Newtonschen Mechanik definiert wie sie in den Differentialgleichungen für die Bewegung der Planeten und Monde auftritt.

Wenn die Rotation der Erde kein gleichförmiges Zeitmaß bestimmt, werden Abweichungen auftreten zwischen den beobachteten Positionen von Planeten und Monden und ihren nach den Newtonschen Bewegungsgleichungen berechneten Positionen. Diese Abweichungen werden umso größer sein, je schneller der Himmelskörper sich bewegt. Deshalb sind der Mond, die Sonne (d.h. die Erde), Merkur und Venus am besten geeignet. (Die schnellsten Himmelskörper sind heute die künstlichen Erdsatelliten; sie eignen sich aber nicht für die genannten Zwecke, weil sie auf grund ihrer geringen Masse auch nicht-gravitativen Kräften unterliegen).

#### 7.1. Ephemeridenzeit und Dynamische Zeit

1956 beschloß die IAU eine neue gleichförmige Zeitskala auf der Basis der Bahnbewegung der Erde einzuführen. Ihr wurde der Name "Ephemeridenzeit" ET gegeben. ET ist ein Zeitmaß in dem beobachtete dynamische Phänomene mit dynamischen Theorien übereinstimmen. Im engeren Sinn ist die ET das Argument in Newcomb's Tafeln der Sonne.

### 34. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Newcomb hatte eine Formel für die Dauer des leicht veränderlichen tropischen Jahres abgeleitet (es nimmt um etwa 5 ms/Jahr ab). Daraus kann man die Dauer eines bestimmten tropischen Jahres in Weltzeitsekunden ausdrücken. Die IAU hat dafür das Jahr 1900 gewählt und die ET in Abhängigkeit der Länge dieses tropischen Jahres definiert:

Die Ephemeridenzeit wird von dem etwa mit dem Anfang des Kalenderjahres 1900 zusammenfallenden Zeitpunkt an gezählt, in dem die geometrische mittlere Länge der Sonne  $279^{\circ}41'48''04$  betrug. Diesem Zeitpunkt entspricht genau die ET 1900, Jänner 0,  $12^h$  ET. Die Ephemeridensekunde ist der 31 556 925,9747-te Teil des tropischen Jahres zum Zeitpunkt 1900, Jänner 0,  $12^h$  ET.

Die ET kann bestimmt werden, indem man eine nach Weltzeit beobachtete Position eines Planeten oder Mondes mit der nach ET berechneten Position vergleicht. Die Abweichung der beobachteten Position von der berechneten bestimmt die Korrektur die an UT1 anzubringen ist um ET zu erhalten. Daher ist:

$$ET = UT1 + \Delta T ,$$

worin  $\Delta T$  der akkumulierte Effekt der Abweichungen der UT1 von der Gleichförmigkeit bedeutet. In der Praxis wird  $\Delta T$  aus Mondbeobachtungen bestimmt. Die tatsächliche Position wird aus photo-elektrischen Sternbedeckungen, mit der "Dual Rate Moon Position Camera" von Markowitz und aus Laser-Distanzmessungen abgeleitet. Zur Bestimmung der rechnerischen Position ist eine hochpräzise Theorie der Mondbahn notwendig.  $\Delta T$  kann immer erst nachträglich mitgeteilt werden und seine Genauigkeit ist im Vergleich zu den Möglichkeiten moderner Zeitmessung nicht sehr groß. Für 1989 gilt  $\Delta T \doteq 56^s,3$ .

Um auch relativistische Effekte einbringen zu können, wurden 1984 zwei weitere Zeitskalen definiert: die Terrestrische Dynamische Zeit TDT und die Baryzentrische Dynamische Zeit TDB. Die TDT bezieht sich auf das rotationsfreie Geozentrum und ist im Sinne der Relativitätstheorie eine sogen. "Eigenzeit"; die TDB bezieht sich auf das rotationsfreie Baryzentrum des Planetensystems und ist eine "Koordinatenzeit". Die Sekunde der TDT ist die ET-Sekunde und schließt unmittelbar an die TDT an und setzt diese fort; der Name ET wird nicht mehr verwendet. Die TDT weicht von der TDB periodisch ab infolge der Bewegung des Geozentrums (bewegte Uhren gehen langsamer!).

## 35. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

### 7.2. Atomzeit

Zwischen 1955 und 1957 wurde von Markowitz u.a. ein Zeitintervall von 2,5 Jahren mit einem Atomfrequenznormal ausgemessen. Das Experiment ergab, daß während der Dauer einer ET-Sekunde des Jahres 1957 9 192 631 770 Perioden des Cs-Frequenz gezählt wurden.

1967 wurde auf der 13. Generalkonferenz für Maß und Gewicht die SI-Sekunde definiert (SI = Systeme International):

Die SI-Sekunde ist das 9 192 631 770-fache der Periodendauer der dem Übergang zwischen den beiden Hyperfeinstrukturniveaus des Grundzustandes von Atomen des Nuklids  $^{133}\text{Cs}$  entsprechenden Strahlung.

1971 wurde die Internationale Atomzeit TAI definiert. Anfangspunkt der TAI ist der 1. Jänner 1958,  $0^{\text{h}}$  UT2, ihre Einheit die SI-Sekunde. Auf grund dieser Definition besteht die Beziehung:

$$\text{TDT} = \text{TAI} + 32^{\text{s}},184 .$$

Achtung! Derzeit gelten TDT und TAI als gleichwertig; dies muß aber nicht immer so bleiben. Während nämlich die TDT auf den Gesetzen der Gravitation, also des Makrokosmos, beruht, wird die TAI von den Gesetzen der Quantenmechanik, also des Mikrokosmos, bestimmt. Die Vereinigung beider Theorien ist noch nicht gelungen. Es wäre denkbar, daß beide Zeitskalen auseinanderdriften, wie das van Flandern schon festzustellen glaubt.

### 7.3. Koordinierte Weltzeit

Die Wissenschaft und Technik brauchen ein gleichförmiges Zeitmaß, daß in der TAI verwirklicht ist. Das zivile Leben aber läuft nach der UT1 ab, die sich zunehmend von der TAI entfernt. Deshalb wurde die Koordinierte Weltzeit UTC eingeführt, die beiden Ansprüchen möglichst gut gerecht werden soll. Die Sekunde der UTC ist die SI-Sekunde. Die Zeitskala wird aber wenn nötig in Sprüngen von exakt  $1^{\text{s}}$  (Schaltsekunde) der UT1 nachgeführt, sodaß immer

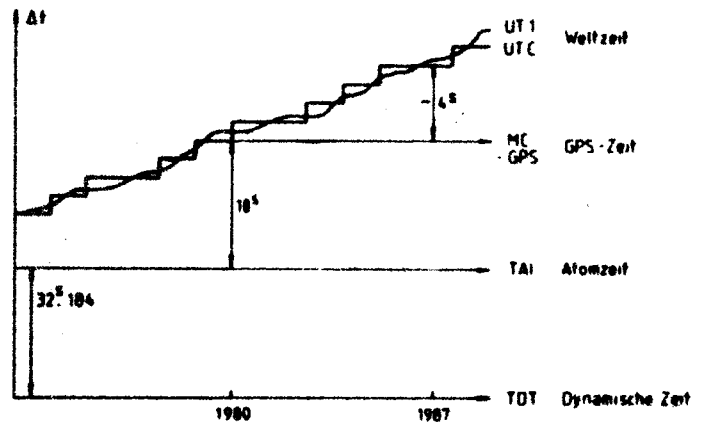
$$|\text{UT1} - \text{UTC}| < 0,7^{\text{s}} .$$

TAI und UTC unterscheiden sich daher immer um ein ganzzahliges Vielfaches einer Sekunde. Anfang 1989 gilt:

$$\text{TAI} - \text{UTC} = 24^{\text{s}},000 \text{ exakt.}$$

### 36. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

UTC ist in den meisten Staaten die gesetzliche Normalzeit und wird auch von den Zeitsignalen-  
 dern verbreitet. In Österreich wird sie vom Eichamt dargestellt und über die Telefon-Nummer 1505 an die Öffentlichkeit abgegeben. In 14-tägigen Zirkularen des International Polar Motion Service werden prädizierte Werte der Korrekturen UT1-UTC sowie der Polkoordinaten mitgeteilt. Diese Werte reichen schon für die meisten praktischen Anwendungen. In einem jährlichen Sammelband erscheinen nachträglich die beobachteten und ausgeglichenen Werte (Beispiel für 1987 auf Forts. 31). Hier folgt ein Ausschnitt der prädizierten Werte für März/April 1989:



	MJD	x(arcsec)	y(arcsec)	UT1-UTC(sec)
1989 Mar 30	47615	.0020	.5095	-.23236
31	47616	.0051	.5105	-.23354
Apr 1	47617	.0083	.5115	-.23495
2	47618	.0116	.5124	-.23667
3	47619	.0148	.5133	-.23876
Apr 4	47620	.0181	.5142	-.24116
5	47621	.0213	.5150	-.24373
6	47622	.0246	.5157	-.24629
7	47623	.0279	.5164	-.24867
8	47624	.0313	.5171	-.25073

### 8. Die säkulare Verlangsamung der Erdrotation

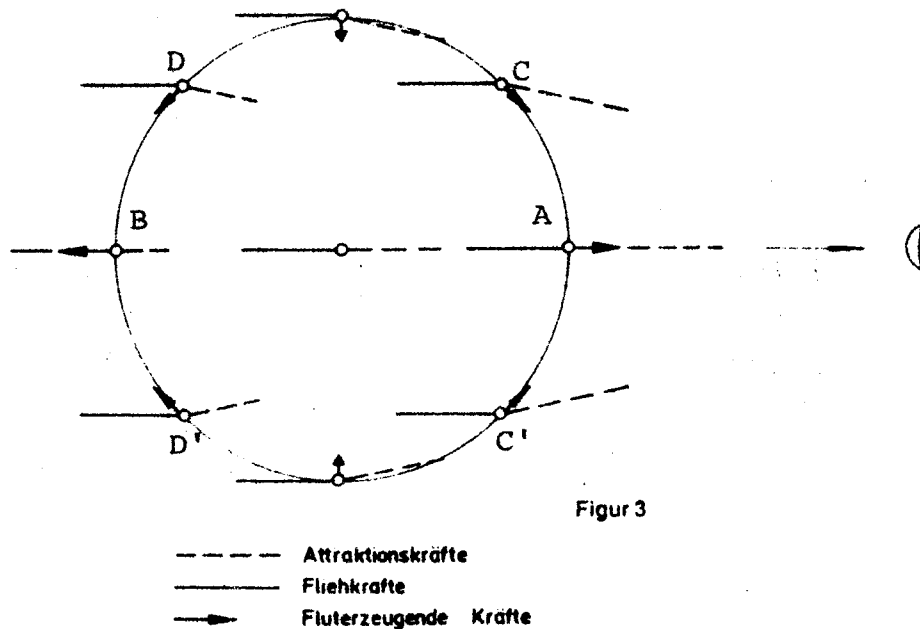
Im Jahre 1695 verglich Edmond Halley historische Berichte von Finsternissen mit den neuesten Erkenntnissen der Mondtheorie und gewann den Eindruck, daß der Mond sich nicht streng nach den Gesetzen von Newton bewegt. Er folgerte, daß der Mond eine beschleunigte Bewegung ausführt. In der Folge wurde dies von anderen Astronomen zunächst bestätigt und viele Mathematiker suchten nach einer mechanischen Erklärung des Phänomens.

1754 veröffentlichte I. Kant eine Schrift in der er die scheinbare Beschleunigung der Mondbewegung als Folge einer Verzögerung der Erdrotation erklärte. Er wies auf die durch den Mond erzeugten

37. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

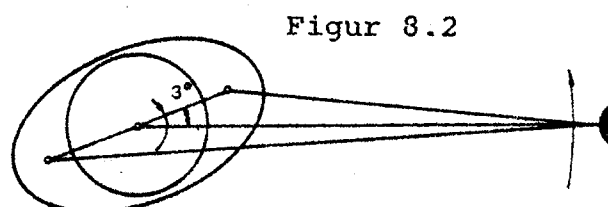
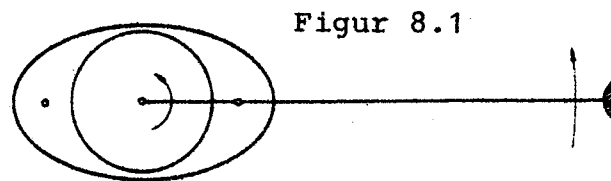
Flutberge hin, die durch Reibung eine Bremsung der Erddrehung bewirken. Die Schrift wurde kaum beachtet und man suchte weiter nach einem Defekt in der Mondtheorie.

Die Entstehung der Flutberge ist leicht zu verstehen. Wieder müssen die Resultierenden aus Fliehkraft und Attraktion des Mondes an der Erdoberfläche betrachtet werden. Sie zeigen folgendes Muster:



Diese Resultierenden bilden zwei diametral gelegene Flutberge aus. Diese entstehen nicht durch die Kräfte in A und B (sie wären viel zu schwach um das Wasser zu heben), sondern durch die tangential wirkenden Kräfte in C, C', D, D', die die Flutberge zusammenschieben!

Könnten sich die Flutberge augenblicklich ausbilden, müßten sie in der Verbindungslinie Erde-Mond auftreten (Figur 8.1). Infolge Massenträgheit und Reibung dauert die Ausbildung eine endliche Zeit, in der sich die Erde weiterdreht und die Flutberge mitnimmt.



### 38. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Sie eilen daher dem Mond in seiner Bahn voraus, für einen erdfesten Beobachter treten sie verspätet ein (Figur 8.2). Die Flutberge wälzen sich gegen die Erddrehung um die Erde herum und vernichten durch Reibung Rotationsenergie, die Erde wird gebremst. Es gibt auch Gezeiten der festen Erde, die zu einer leichten Hebung der Kruste führen (bis zu 0,3 m); der größte Teil der Walkarbeit der Gezeitenkräfte wird aber in thermische Energie verwandelt.

Es sei angemerkt, daß es auch Kritiker der Theorie der Gezeitenreibung gibt. Sie argumentieren, daß nennenswerte Reibungswiderstände nur in den Flachmeeren auftreten (z.B. Beringsee), diese aber viel zu klein sind, um die bremsenden Kräfte zu erzeugen. Da die Verteilung von Land und Wasser in der geologischen Vergangenheit stark variiert hat, ist es auch schwierig, die Gezeitenreibung für die Vergangenheit abzuschätzen.

Eine andere, einfache Erklärung der säkularen Verlangsamung der Erde böte die Theorie der Expansion der Erde. Sie wird von der Mehrzahl der Wissenschaftler abgelehnt, ihre Faszination besteht aber darin, daß sie viele vereinzelt dastehenden Phänomene unter einem einzigen Gesichtspunkt zu erklären vermag. Die Erdexpansion ist weder bewiesen, noch eindeutig widerlegt.

Der heute angenommene Wert der säkularen Verlangsamung der Erdrotation von 1,64 ms/Jhdt ist ein sehr kleiner Wert und kann nur durch Akkumulation über lange Zeiträume bestimmt werden. Die Akkumulation führt zu erstaunlich großen Werten. Angenommen, zur Zeit von Christi Geburt hätten eine Atomuhr und die "Erduhr" (UT1) gleiche Zeit angezeigt. Beim genannten Wert der Zunahme der Rotationsdauer wäre heute die Erduhr um nicht weniger als  $3^{\text{h}}17^{\text{m}}$  hinter der Atomuhr zurück! Wenn nun aus dieser Zeit ein Bericht über ein astronomisches Ereignis existiert (z.B. über eine totale Sonnenfinsternis), so kann der akkumulierte Wert bestimmt werden und zwar nicht aus den eventuell vorhandenen, meist sehr vagen Zeitangaben, sondern aus den Ortsangaben, wo das Ereignis beobachtet wurde!

Die säkulare Verlangsamung ist von den irregularen Fluktuationen überlagert. Das Problem läuft auf die Bestimmung von

$$\Delta T = ET - UT1$$

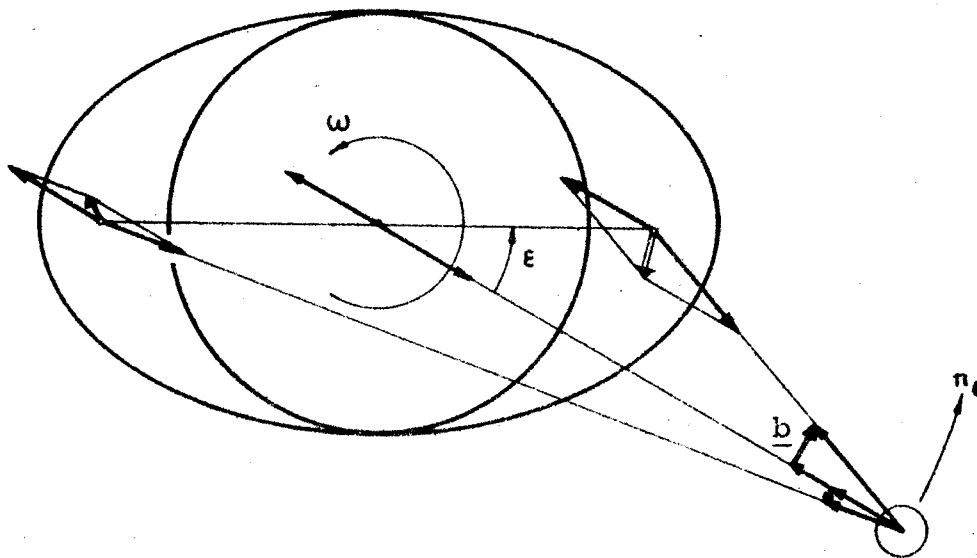
in der Vergangenheit hinaus.

Die Geschichte astronomischer Beobachtungen kann in drei Abschnitte geteilt werden:

### 39. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

- 1) Von 1955 bis zur Gegenwart, charakterisiert durch die Existenz von Atomuhren,
- 2) 1645 - 1955, die Zeit seit Erfindung des Fernrohres,
- 3) vor-teleskopische Beobachtungen, berichtet in historischen Aufzeichnungen über astronomische Ereignisse.

Bei der Bestimmung von  $\Delta T$  aus der Analyse alter Beobachtungen tritt ein besonderes Problem auf. Die gezeitenbedingte Deformation der Erde übt ihrerseits ein beschleunigendes Drehmoment auf den Mond aus. Dieses wird durch den vorausseilenden Flutberg erzeugt (man beachte den Vektor  $\underline{b}$  in der folgenden Figur).



Diese beschleunigende Kraft führt zu einer Abnahme der mittleren Bewegung  $n$  des Mondes und zu einer Zunahme des Bahnradius  $a$ . Das mag paradox klingen, ist aber leicht aus den 3 Kepler-Gesetzen zu erklären.

Die Größe des auf den Mond ausgeübten Drehmoments ist sehr schwierig abzuschätzen, daher sind wir auf Beobachtungen angewiesen. Aber diese Beschleunigung des Mondes ist mit der Bremsung der Erde stark korreliert, die Effekte in den Beobachtungen also schwer zu trennen. Spencer Jones löste 1939 das Problem, indem er  $\Delta T$  aus Beobachtungen der Länge der Sonne und des Merkur zwischen 1700 und 1930 ableitete. Dieser Wert ist nämlich unabhängig von Gezeiteneffekten und enthält nur die Variation der Erddrehung. Durch Vergleich dieses Wertes mit dem aus Mondbeobachtungen gewonnenen konnte er die Änderung von  $n$  bestimmen.

Die von verschiedenen Autoren aus verschiedenen Beobachtungen

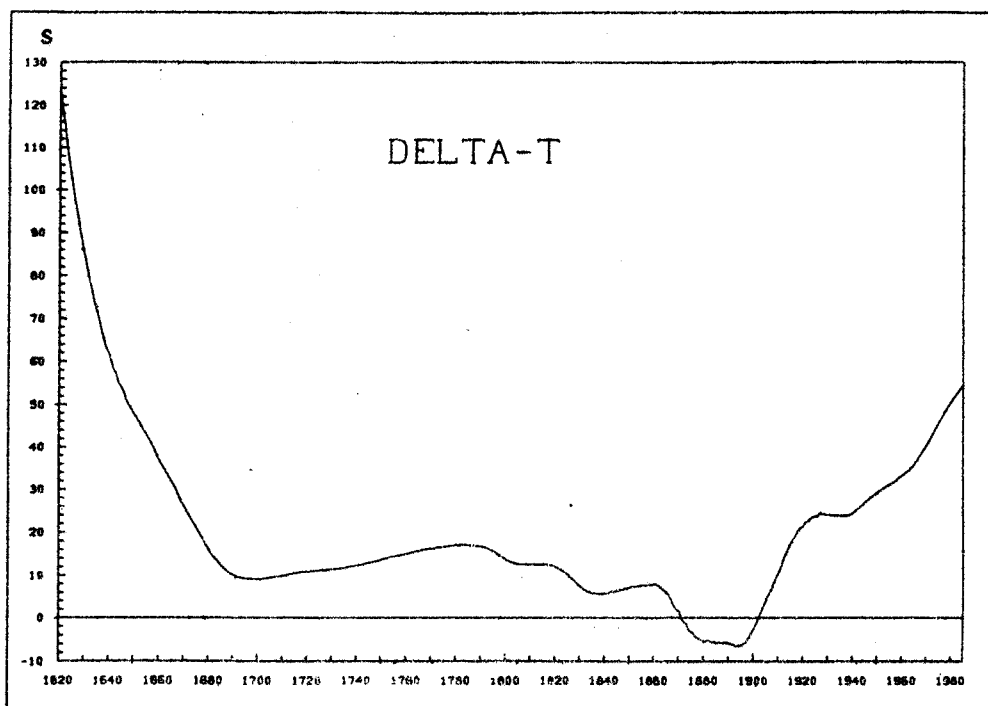


#### 40. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

abgeleiteten Werte sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt. Darin bedeutet:  $\dot{n}$  = Änderung der mittleren Bewegung des Mondes mit der Zeit (der Punkt bedeutet die Ableitung nach der Zeit),  $\dot{a}$  = Änderung des mittleren Bahnradius des Mondes,  $(\dot{\omega})_4$  = Mondanteil an der Änderung der Winkelgeschwindigkeit der Erde,  $\dot{D}$  = Änderung der Tageslänge.

AUTHOR	$\dot{n}$		$\dot{a}$	$(\dot{\omega})_4$	$\dot{D}$	REMARKS
	$\cdot 10^{-23} \text{ rad. s}^{-2}$	" / cy <sup>2</sup>	cm/y	$\cdot 10^{-22} \text{ rad. s}^{-2}$	ms/cy	
Spencer Jone (1939)	- 1,12	- 23	+ 3,4	- 4,6	+ 1,7	Occultations of stars by the Moon (1680-1930), longitude of the Sun, transits of Mercury and Venus across Sun's face.
van Flandern (1970)	- 1,80	- 37	+ 5,5	- 7,4	+ 2,8	Photo-electric observ. of occultations.
Oesterwinter, Cohen (1972)	- 1,89	- 39	+ 5,7	- 7,7	+ 2,9	Lunar and planetary observations (1911-1969)
Morrison (1973)	- 2,08	- 43	+ 6,3	- 8,5	+ 3,2	40 000 occultations (1955-1972)
Morrison, Ward (1975)	- 1,29	- 26	+ 3,9	- 5,3	+ 2,0	Mercury transits (1677-1973)
	- 1,39	- 28	+ 4,2	- 5,7	+ 2,1	Mercury transits (1788-1973)
Dickey, Williams, Newhall (1984)	- 1,23	- 25,3	+ 3,7	- 5,0	+ 1,9	15 years of lunar laser ranging.

Morrison hat seine Werte benützt, um  $\Delta T$  für die Zeit von 1620 bis 1980 zu berechnen (Figur und Tabelle auf der nächsten Seite). Die Werte sind nicht unumstritten.



REDUCTION OF TIME-SCALES FROM 1820

K9

1820-1983, $\Delta T = ET - UT$				FROM 1984, $\Delta T = TDT - UT$			
Year	$\Delta T$	Year	$\Delta T$	Year	$\Delta T$	Year	$\Delta T$
1820-0	+12.0	1860-0	+7.88	1900-0	-2.72	1940-0	+24.33
1821	11.7	1861	7.82	1901	1.54	1941	24.83
1822	11.4	1862	7.54	1902	-0.02	1942	25.30
1823	11.1	1863	6.97	1903	+1.24	1943	25.70
1824	10.6	1864	6.40	1904	2.64	1944	26.24
1825-0	+10.2	1865-0	+6.02	1905-0	+3.86	1945-0	+26.77
1826	9.6	1866	5.41	1906	5.37	1946	27.28
1827	9.1	1867	4.10	1907	6.14	1947	27.78
1828	8.6	1868	2.92	1908	7.75	1948	28.25
1829	8.0	1869	1.82	1909	9.13	1949	28.71
1830-0	+7.5	1870-0	+1.61	1910-0	+10.46	1950-0	+29.15
1831	7.0	1871	+0.10	1911	11.53	1951	29.57
1832	6.6	1872	-1.02	1912	13.36	1952	29.97
1833	6.3	1873	1.28	1913	14.65	1953	30.36
1834	6.0	1874	2.69	1914	16.01	1954	30.72
1835-0	+5.8	1875-0	-3.24	1915-0	+17.20	1955-0	+31.07
1836	5.7	1876	3.64	1916	18.24	1956	31.35
1837	5.6	1877	4.54	1917	19.06	1957	31.68
1838	5.6	1878	4.71	1918	20.25	1958	32.18
1839	5.6	1879	5.11	1919	20.95	1959	32.68
1840-0	+5.7	1880-0	-5.40	1920-0	+21.16	1960-0	+33.15
1841	5.8	1881	5.42	1921	22.25	1961	33.59
1842	5.9	1882	5.20	1922	22.41	1962	34.00
1843	6.1	1883	5.46	1923	23.03	1963	34.47
1844	6.2	1884	5.46	1924	23.49	1964	35.03
1845-0	+6.3	1885-0	-5.79	1925-0	+23.62	1965-0	+35.73
1846	6.5	1886	5.63	1926	23.86	1966	36.54
1847	6.6	1887	5.64	1927	24.49	1967	37.43
1848	6.8	1888	5.80	1928	24.34	1968	38.29
1849	6.9	1889	5.66	1929	24.08	1969	39.20
1850-0	+7.1	1890-0	-5.87	1930-0	+24.02	1970-0	+40.18
1851	7.2	1891	6.01	1931	24.00	1971	41.17
1852	7.3	1892	6.19	1932	23.87	1972	42.23
1853	7.4	1893	6.64	1933	23.95	1973	43.37
1854	7.5	1894	6.44	1934	23.86	1974	44.49
1855-0	+7.6	1895-0	-6.47	1935-0	+23.93	1975-0	+45.48
1856	7.7	1896	6.09	1936	23.73	1976	46.46
1857	7.7	1897	5.76	1937	23.92	1977	47.52
1858	7.8	1898	4.66	1938	23.96	1978	48.53
1859-0	+7.8	1899-0	-3.74	1939-0	+24.02	1979-0	+49.59

Date	Difference TAI-UTC $\Delta AT$
1972 Jan. 1	+10.00
1972 July 1	+11.00
1973 Jan. 1	+12.00
1974 Jan. 1	+13.00
1975 Jan. 1	+14.00
1976 Jan. 1	+15.00
1977 Jan. 1	+16.00
1978 Jan. 1	+17.00
1979 Jan. 1	+18.00
1980 Jan. 1	+19.00
1981 July 1	+20.00
1982 July 1	+21.00
1983 July 1	+22.00
1985 July 1	+23.00

In critical cases descend

$\Delta ET = \Delta AT + 32.184$   
 $\Delta TT$

See page B4 for a summary of the notation for time-scales.

## 42. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

Theoretisch läßt sich  $\Delta T$  auch durch eine Formel darstellen, deren Koeffizienten teilweise durch die Definition der ET gegeben sind. Die Formel nach Clemence lautet:

$$\Delta T = 24^{\text{S}},349 + 72^{\text{S}},3165 \cdot T + 29^{\text{S}},949 \cdot T^2 + 1,821 \cdot B$$

worin T in Julianischen Jahrhunderten von 1900, Jänner 0, mittlerer Mittag in Greenwich zu nehmen ist.

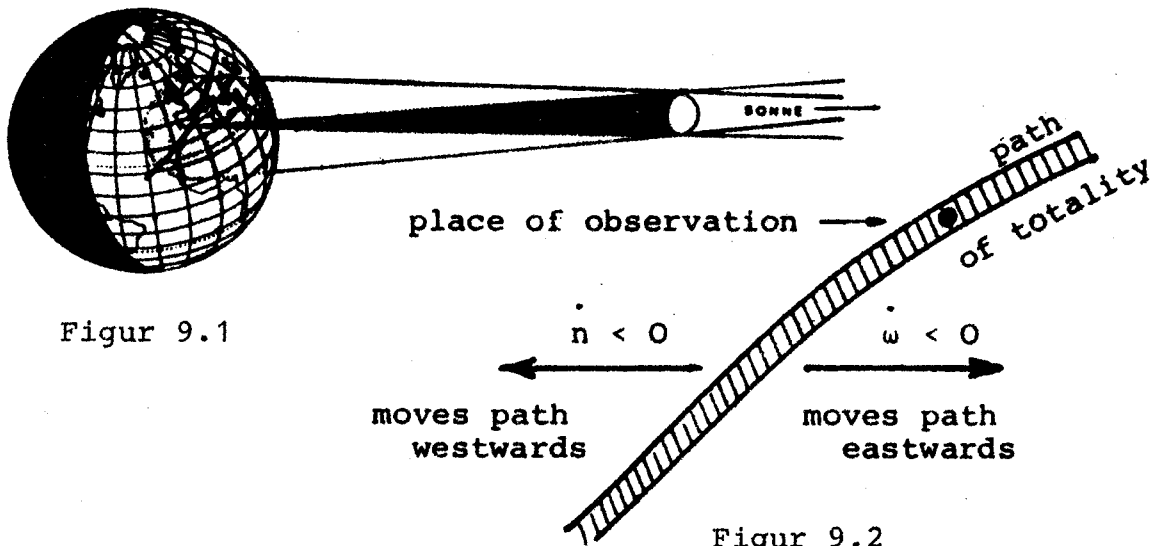
Das Absolutglied legt den Zeitpunkt fest, zu dem  $\Delta T = 0$  ist. Der Term in T definiert die Länge des mittleren Sonnentages als Mittel der Tageslänge des 19. Jhdts, stellt also einen Proportionalitätsfaktor zur ET dar. Der Term in  $T^2$  drückt die säkulare Verlangsamung aus, und jener in B die unregelmäßigen Fluktuationen.

Oft hört man die Meinung, die relativ häufig notwendige Schaltsekunde für die UTC (alle 12 oder 18 Monate) sei eine Folge der säkularen Verlangsamung. Das ist nicht richtig! Schuld an der Schaltsekunde trägt der lineare Term. Sein Einfluß beträgt jährlich  $0^{\text{S}},72$ . Die säkulare Verlangsamung dagegen würde eine Schaltsekunde erst nach 18,3 Jahren erfordern. Die derzeit häufige Notwendigkeit einer Schaltsekunde hätte durch eine andere Definition der ET-Sekunde vermieden werden können. Die ET-Sekunde und damit der Koeffizient von T wurde aber aus den Tafeln der mittleren Sonne von Newcomb abgeleitet, die hauptsächlich auf Beobachtungen der 2. Hälfte des 19. Jhdts beruhen. Damals aber rotierte die Erde zufällig etwas schneller als heute.

### 9. Antike astronomische Beobachtungen

In Berichten über Beobachtungen astronomischer Ereignisse durch antike Zivilisationen finden sich unschätzbare Informationen über das Verhalten des Systems Erde-Mond in der Vergangenheit. Die wertvollsten Erscheinungen sind dabei totale und ringförmige Sonnenfinsternisse. Die Spur des Kernschattens des Mondes bei einer totalen Sonnenfinsternis kann nie breiter als etwa 250 km werden. Die auf Seite 38 errechneten  $3^{\text{h}}17^{\text{m}}$  Änderung der "Erduhr" gegen ein gleichförmiges Zeitmaß bedeuten in geographischer Länge einen Unterschied von rund  $49^{\circ}$ , würde also die Totalitätszone gewaltig verschieben! Deshalb sind die Ortsangaben zur Beobachtung ein recht scharfes Mittel zur Berechnung von  $\Delta T$ .

Das Problem ist aber komplex, denn es müssen die Wirkungen von  $n$  und  $w$  auf den Schattenweg getrennt werden (siehe Figur 9.2). Dies kann durch einen iterativen Prozeß geschehen.



Figur 9.1

Figur 9.2

Von den vielen tausend Sonnenfinsternissen, die sich in historischen Zeiten ereignet haben, sind nur rund 28 zwischen -708 und 1485 gut dokumentiert. Die daraus berechneten Werte von  $\dot{n} = -30''/\text{Jhdt}^2 = -1,46 \cdot 10^{-23} \text{rad} \cdot \text{s}^{-2}$  und  $\dot{\omega} = -5,6 \cdot 10^{-22} \text{rad} \cdot \text{s}^{-2}$  (entspricht  $D = 2,1 \text{ ms}/\text{Jhdt}$ ) stimmen recht gut mit den modernen Messungen überein (siehe Tabelle auf Seite 40). Diese Ergebnisse sind das erstaunliche Resultat der Zusammenarbeit zwischen Archäologen, Sprachforschern und Astronomen.

## 10. Paläontologische Uhren

Manche organische, aber auch anorganische Strukturen zeigen tägliche und jährliche Wachstumsinkremente, die offenbar von den Umweltbedingungen abhängen. Bei organischen Strukturen können dies der Wechsel von Tag und Nacht und die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen sein, bei anorganischen der Wechsel der Gezeiten. An solchen fossilen Strukturen lassen sich nun die Tagesinkremente innerhalb der jährlichen Struktur auszählen. Es werden immer mehr als 365 Tagesinkremente gefunden. Unter der himmelsmechanisch gerechtfertigten Annahme, daß die Jahreslänge praktisch unverändert ist, läßt dies nur den Schluß zu, daß früher die Tage kürzer waren.

Heute werden diesbezügliche Untersuchungen an drei Gruppen von Organismen vorgenommen: Korallen, Mollusken und Stromatoliten (das sind Kalziumkarbonat-Ausscheidungen von Meeresalgen). In manchen dieser Organismen läßt sich sogar der Monatsrhythmus nachweisen.

Es sind noch viele Fragen offen: der zugrundeliegende physikali-

#### 44. Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

sche Prozeß ist noch nicht ganz geklärt und es gibt nur wenige gut erhaltene Exemplare. Auch könnte die Evolution auch eine Rolle spielen. Die Tabelle gibt einige Ergebnisse.

Author	Geological Epoch	Time before present $\cdot 10^6$ years	Number of samples	Average number of counts days/year	$\dot{\omega}$ $10^{-22} \text{ rad. s}^{-2}$	$\dot{D}$ ms/cy
Wells (1970)	Upper Carboniferous	300	2	385	- 4,11	+ 1,5
	Lower Carboniferous	320	1	398	- 6,42	+ 2,2
	Middle Devonian	370	12	398	- 5,55	+ 1,9
	Middle Silurian	420	1	400	- 5,19	+ 1,8
	Upper Ordovician	440	1	412	- 6,67	+ 2,2
Scrutton (1970)	Middle Devonian	370	1	401	- 6,06	+ 2,1
Mazzullo (1971)	Middle Devonian	370	17	405	- 6,74	+ 2,3
	Silurian	420	3	419	- 8,04	+ 2,6

Average: - 6,1      + 2,1

Eine Analyse der inneren Wachstumslinien zweischaliger Muscheln, die besser erhalten sind, ergibt nahezu völlige Übereinstimmung mit den Werten der obigen Tabelle.

Geol. time $10^6$ years b.p.	Number of samples	Number of counts days/year	$\dot{\omega}$ $\cdot 10^{-22} \text{ rad. s}^{-2}$	$\dot{D}$ ms/cy
70	3	375	- 8,62	+ 3,27
220	3	372	- 1,88	+ 0,71
290	3	383	- 3,82	+ 1,38
340	2	398	- 6,04	+ 2,09
360	1	406	- 7,11	+ 2,41

Average: - 5,5      + 2,0

Nimmt man als Ergebnis der Untersuchung paläontologischer Uhren eine Tagesverlängerung von  $D = 2,0 \text{ ms/Jhdt}$  an, so kann man eine kleine Tabelle errechnen, die die Länge des Sonnentages in SI-Stunden für die vergangenen 500 Mill. Jahre angibt (siehe nächste Seite). Solche Überlegungen sind von größter Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der Erde und des Systems Erde-Mond.

Auch die Anzahl der Tage pro synodischen Monat (von Neumond zu Neumond) glaubt man festgestellt zu haben. Aber auch der Mondbahnradius müßte in der geologischen Vergangenheit kleiner gewesen sein.

45.Fortsetzung Gastvortrag: Die Bewegungen der Erde

$10^6$ years b.p.	LOD	Number of days/year
0	24 <sup>h</sup> 00 <sup>m</sup>	365,24
50	23 43	369,52
100	23 27	373,90
200	22 53	382,97
300	22 20	392,50
400	21 46	402,51
500	21 13	413,05

3cm/a! Unklarheit herrscht noch bezüglich des folgenden Problems. Der Bahnradius nimmt aus früher erklärter Ursache zu, war also früher kleiner. Der Tidenhub ist proportional  $a^{-3}$ , und das entsprechende vom Flutberg auf den Mond ausgeübte Drehmoment proportional  $a^{-6}$ . Alle Wirkungen müssen früher erheblich stärker gewesen und der Mond wesentlich näher gewesen sein. Man müßte schließen, daß der Mond vor nur 2 Milliarden Jahren gefährlich nahe der Roche-Grenze gewesen wäre. Das hätte katastrophale Auswirkungen auf die Erde und auf den Mond haben müssen. Aber weder auf der Erde noch auf dem Mond lassen sich Hinweise auf solche katastrophalen Ereignisse finden.

Aus verschiedenen Untersuchungen glaubt der Autor schließen zu können, daß die Länge des sogenannten "Urtages", d.i. der Tag nach Ausbildung einer festen Erdkruste vor etwa  $4 \cdot 10^9$  Jahren, nicht weniger als  $12^h$  betragen haben kann.

Univ.-Prof.Dipl.Ing.Dr.Kurt Bretterbauer,  
Vorstand des Instituts für Theoretische  
Geodäsie und Geophysik der Technischen  
Universität Wien

Gußhausstraße 28-30  
A-1040 WIEN

Gastvortrag: Form, Grösse und Oberfläche der Erde

1. Einleitung

"Geodäsie ist die Wissenschaft von der Ausmessung und Abbildung der Erdoberfläche"

Diese klassische Definition F.R. Helmerts (1880) hat bis zum heutigen Tag Geltung und umfaßt implizit auch die Bestimmung des Erdschwerfeldes.

Das Thema dieses Vortrages kann damit im Prinzip auch als eine enzyklopädische Abhandlung über das Fachgebiet "Geodäsie" verstanden werden. Eine umfassendere Aufbereitung dieses Themas - auch für den wissenschaftlich interessierten Laien - würde sicher einige Vorlesungsstunden füllen. Die Präsentation der "Geodäsie" in einer Stunde ist eine Aufgabe, die den Vortragenden vor nahezu unlösbare Probleme stellt.

Eine Einschränkung des Themas läßt sich entsprechend den Usancen in Englisch oder Französisch sprechenden Ländern durch die Trennung in "Höhere Geodäsie" (geodesy) und "Vermessungskunde" (surveying) durchführen, wobei die Höhere Geodäsie sich auf die globalen bzw. kontinentalen Aspekte bis zur "Landesvermessung" erstreckt.

Die "Globale Geodäsie" beinhaltet die Bestimmung der Figur der Erde einschließlich des äußeren Schwerfeldes. Die Landesvermessung beschreibt die Oberfläche eines Landes durch eine ausreichend große Zahl von Lage- und Höhenfestpunkten. In beiden Bereichen ist die Krümmung der Erdoberfläche zu beachten, ein Umstand, der in der Vermessungskunde im lokalen Bereich vernachlässigt werden kann.

# 1. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

## 2. Das moderne Konzept der Geodäsie

In den letzten Jahrzehnten ist die Helmert'sche Definition der Geodäsie erweitert worden und zwar in Hinblick auf die mit modernen Meßmethoden erfaßbaren Änderungen der Gestalt und der Oberfläche der Erde. Figur und Schwerefeld der Erde wurden zeitabhängig und führten zur sogenannten "Vierdimensionalen Geodäsie". Zusätzlich wurde die Bestimmung des "mittleren Erdellipsoids" - gleichbedeutend mit der Bestimmung der Größe der Erde - als zentrale Zielsetzung der Geodäsie formuliert.

Da nahezu alle geodätischen Messungen vom Schwerefeld der Erde beeinflusst sind, ist eine Trennung der im Prinzip geometrischen Zielsetzung "Erdellipsoid" vom physikalischen Aspekt - der Bestimmung des Schwerefeldes - nicht möglich.

Unter der Figur der Erde versteht man in der Geodäsie sowohl die physikalische als auch die mathematische Oberfläche unseres Planeten.

Die physikalische Oberfläche läßt sich als Grenzfläche zwischen Lithosphäre bzw. Hydrosphäre und Atmosphäre definieren, wobei die irreguläre Oberfläche der Kontinente nur punktwise erfaßbar ist. Die Erfassung des Meeresbodens bildet das Thema einer weiteren Disziplin, der "Meeresgeodäsie".

Die Oberfläche der Hydrosphäre - der Meere - bildet eine ausgezeichnete Fläche, die physikalisch definiert werden kann. Sie stellt in erster Näherung einen Teil einer Niveaufläche (einer Fläche konstanten Schwerepotentials) dar. Denkt man sich diese Fläche in die Kontinente hinein fortgesetzt, erhält man die sogenannte mathematische Figur der Erde (nach Helmert), die seit dem 19. Jh. als "Geoid" bezeichnet wird.

Als Bezugsfläche für eine mathematische Abbildung von Punkten der Erdoberfläche ist das Geoid jedoch nicht geeignet. Niveauflächen der Erde sind durch die gegebene unregelmäßige Masseverteilung keine analytische Flächen und damit nur punktwise darstellbar. Als optimale Approximation des Geoides bietet sich ein Rotationsellipsoid an, das an den Polen abgeplattet ist, wobei es in der erwähnten modernen Zielsetzung das "mittlere Erdellipsoid" zu erfassen gilt, jenes Ellipsoid, das sich global optimal dem Geoid anschmiegt.



## 2. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

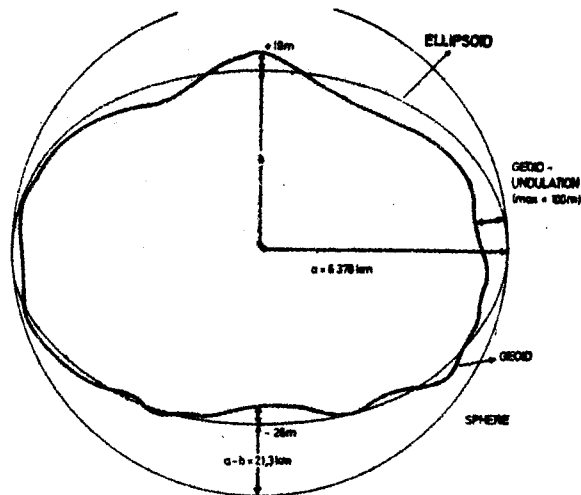


Abb 1

Eine weitere Vereinfachung führt klarerweise zur Kugel, ein Approximationsmodell der Erde, das schon im Altertum verwendet und in seinen Dimensionen bestimmt worden ist.

Die Bestimmung der Form und Größe der Erde lässt sich somit in Bezug auf die genannten Modelle der "mathematischen Figur" der Erde einengen auf die Bestimmung

- des Geoides und
- des mittleren Erdellipsoids
- sowie auf eine optimale Abbildung der "physikalischen Figur" der Erde - der physischen Erdoberfläche - auf das Ellipsoid.

### 3. Der mathematische Aspekt - die Abbildung

#### 3.1 Ellipsoide als Bezugsflächen

Als mathematisch einfach zu beschreibende Bezugsflächen stehen Ebene, Kugel und Ellipsoid zur Verfügung.

Die Abbildung der Erdoberfläche auf eine Ebene kommt nur im Bereich der Vermessungskunde bei Ausdehnungen des Vermessungsgebietes bis zu etwa fünf Kilometer zum Tragen.

Das sphärische Modell könnte als nächstbessere Approximationsstufe bis zu Entfernungen von etwa 100 - 200 km Verwendung finden.

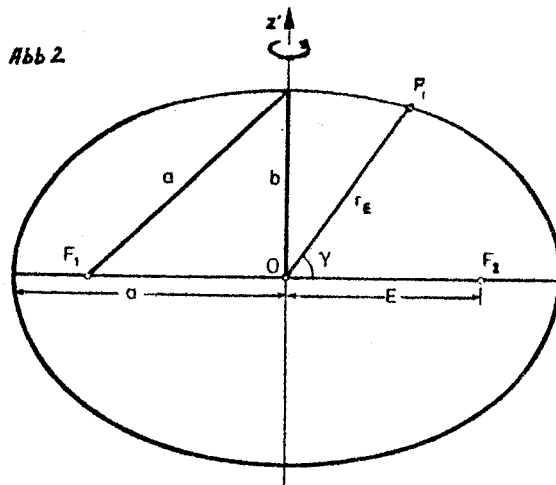
Bei noch größerer Erstreckung erreichen die Abweichungen zwischen den Lotrichtungen des Schwerfeldes - jenen Richtungen, auf die sich die geodätischen Messungen beziehen - und den

### 3. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

Radiusvektoren der Kugel bereits so große systematische Beträge, daß zweckmäßigerweise das Rotationsellipsoid die Kugel zu ersetzen hat. Das bedeutet, daß alle globalen oder nationalen Vermessungen in der Regel Rotationsellipsoide als Bezugsflächen verwenden.

Während sich das mittlere Erdellipsoid als Approximation des gesamten Geoides ergibt, lassen sich für kontinentale oder nationale Teilstücke des Geoides sogenannte bestanschließende Ellipsoide berechnen. Im allgemeinen wird vorausgesetzt, daß die kleine Halbachse des Ellipsoids und die mittlere Rotationsachse parallel liegen. Im Gegensatz zum mittleren Erdellipsoid sind lokal bestanschließende Ellipsoide in der Regel nicht geozentrisch gelagert.

Von den genannten Ellipsoiden streng zu unterscheiden sind die konventionellen Ellipsoide, die zumeist als Bezugsflächen für die im 19. und 20. Jh. aufgebauten Landesvermessungen verwendet wurden bzw. noch werden. Die konventionellen Ellipsoide besitzen weder eine geozentrische Lagerung noch ist die kleine Halbachse parallel zur mittleren Erdrotationsachse. Die Dimensionen (große Halbachse und Abplattung) sind aus Gradmessungen abgeleitet. Eine Zusammenstellung der wichtigsten Referenzellipsoide gibt Tab.1 (aus Heck, 1987, S. 12). Die üblicherweise verwendeten Bezeichnungen der Ellipsoidparameter sind im folgenden zusammengestellt:



$$e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2} = \frac{e'^2}{1 + e'^2}$$

$$e'^2 = \frac{a^2 - b^2}{b^2} = \frac{e^2}{1 - e^2}$$

$$f = 1 - \sqrt{1 - e^2} = 1 - \frac{1}{\sqrt{1 + e'^2}}$$

$$n = \frac{\sqrt{1 + e'^2} - 1}{\sqrt{1 + e'^2} + 1} = \frac{1 - \sqrt{1 - e^2}}{1 + \sqrt{1 - e^2}} = \frac{f}{2 - f} \quad n = \frac{a - b}{a + b}$$

$$a = c \cdot \sqrt{1 - e^2} = \frac{c}{\sqrt{1 + e'^2}} \quad c = \frac{a^2}{b}$$

$$b = c \cdot (1 - e^2) = \frac{c}{1 + e'^2}$$

$$(1 - e^2)(1 + e'^2) = 1$$

lineare Exzentrizität  $E = \sqrt{a^2 - b^2}$

Abplattung  $f = \frac{a - b}{a}$

erste bzw. zweite numerische Exzentrizität e und e'

$$e = \frac{E}{a}, \quad e' = \frac{E}{b}$$

Querkrümmungshalbmesser  $N = c/v = a/w$

$$v = \sqrt{1 + e'^2 \cos^2 \phi}$$

Meridiankrümmungshalbmesser  $M = \frac{c}{v^3} = \frac{a(1 - e^2)}{w^3}$

$$w = \sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi}$$

Volumen:  $\bar{V} = \frac{4}{3} \pi a^2 b$

4. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

Jahr	Autor	a [m]	1/f	Verwendung in der Landesvermessung	Bemerkungen
1830	Everest	6 377 289	309,8	Indien, Pakistan	
1841	Bessel	6 377 397	299.1528	Deutschland, Österreich, Schweiz, Niederlande, Norwegen, Schweden, Japan	
1866	Clarke	6 378 206	294.98	(USA, Kanada)	
1880	Clarke	6 378 249	293.47	Frankreich, Großbritannien	Bezugsfläche für die Int. Weltkarte
1909	Hayford	6 378 388	297.0	Dänemark, Belgien, Italien, Türkei, NATO	Bezugsfläche für das Europäische Dreiecksnetz; Internationales Ellipsoid laut Resolution der II. Generalvers. der IUGG, Madrid 1924
1940	Krassowski	6 378 245	298.3	UdSSR, DDR und andere Ostblockländer	
1967	IAG-Geodätisches Referenzsystem	6 378 160	298.247	Australien, Indonesien	Resolution der XIV. Generalvers. der IUGG, Luzern 1967
1980	IAG-Geodätisches Referenzsystem	6 378 137	298.257	USA, Kanada, Mexiko	Resolution der XVII. Generalvers. der IUGG, Canberra, 1979

Tabelle 1.1: Dimensionen und Verwendungsbereiche der wichtigsten Ellipsoide

	Bessel	Int. Ellipsoid	Krassowski
a	6 377 397.155 m	6 378 388 m	6 378 245 m
b	6 356 078.963 m	6 356 911.946 m	6 356 863.019 m
c	6 398 786.849 m	6 399 936.608 m	6 399 698.903 m
1/f	299.152 8	297	298.3
e <sup>2</sup>	0.006 674 37	0.006 722 67	0.006 693 42
e' <sup>2</sup>	0.006 719 22	0.006 768 17	0.006 738 53
n	0.001 674 18	0.001 686 34	0.001 678 98

	Referenzsystem 67	Referenzsystem 80
a	6 378 160 m	6 378 137 m
b	6 356 774.516 m	6 356 752.314 m
c	6 399 617.431 m	6 399 593.626 m
1/f	298.247 167	298.257 222
e <sup>2</sup>	0.006 694 6053	0.006 694 3800
e' <sup>2</sup>	0.006 739 7251	0.006 739 4968
n	0.001 679 2771	0.001 679 2204

(± 10<sup>-6</sup> x .)

## 5. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

### 3.2 Die Abbildung eines Punktes der Erdoberfläche

Die räumliche Lage eines Punktes P kann - bei vorgegebener Dimension und Lagerung des Ellipsoides im Erdkörper - durch die Richtung der Ellipsoidnormalen durch P sowie durch den linearen Abstand zur Ellipsoidfläche eindeutig festgelegt werden. Die Richtung der nach außen positiv orientierten Flächennormale wird im konventionellen geodätischen Koordinatensystem durch die ellipsoidische Breite und Länge ( $\phi$  und  $\lambda$ ) beschrieben.

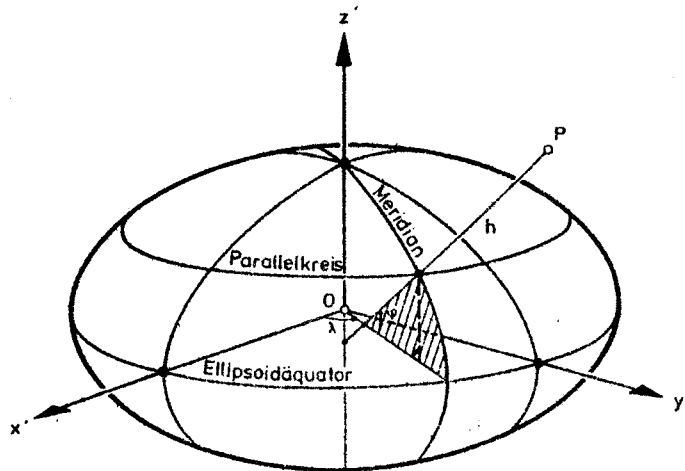


Abb 3

$\phi$  und  $\lambda$  (auch als geographische Breite und Länge bezeichnet) können als krummlinige Flächenkoordinaten interpretiert werden. Der lineare Abstand  $h$  des Punktes P vom Ellipsoid wird als ellipsoidische Höhe bezeichnet.

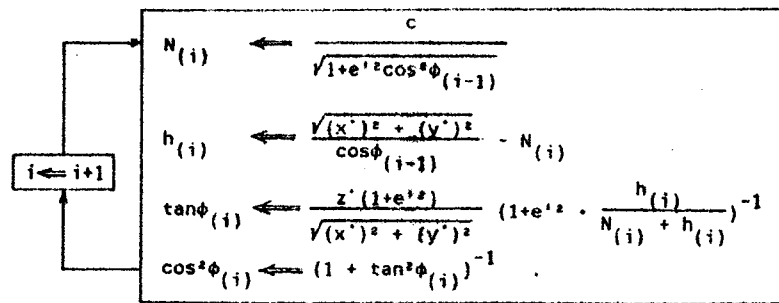
Eine Transformation zwischen den krummlinigen ellipsoidischen Koordinaten und dem kartesischen Koordinatensystem entsprechend Abb. 3 läßt sich über die Parameterdarstellung der Meridianellipse herstellen.

$$\begin{aligned} x' &= (N+h)\cos\phi\cos\lambda \\ y' &= (N+h)\cos\phi\sin\lambda \\ z' &= \left(\frac{N}{1+e^2} + h\right)\sin\phi \end{aligned}$$

Die Umkehrung dieser Beziehungen ist komplizierter und führt zu algebraischen Gleichungen 4. Grades. Als Näherung steht ein Iterationsverfahren zur Verfügung:

## 6. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

$$\tan\phi_{(0)} = \frac{z'(1+e'^2)}{\sqrt{(x')^2 + (y')^2}}$$



Das Verfahren ist allerdings nur dann stabil, wenn der Punkt P nicht in der Nähe der Pole liegt ( $\cos\phi = 0$ ). In diesem Fall wäre

$$\cos\phi_{(0)} = \frac{\sqrt{(x')^2 + (y')^2}}{c}$$

zu setzen.

Die praktische Bedeutung dieser grundlegenden geometrischen Beziehungen hat in den letzten Jahren eine wesentliche Verstärkung erfahren. Beim Einsatz von satellitenbezogenen Meßverfahren wie Doppler oder GPS stehen als Ergebnisse kartesische Koordinaten (-differenzen) von 3D - Punkthaufen zur Verfügung, die durch geeignete Transformationen (Verschiebungen, Rotationen, Maßstabsänderungen) in eine Minimallage zu bestehenden Festpunktfeldern gebracht werden müssen. Die Transformation erfolgt im kartesischen System, die Abbildung des angefelderten Punkthaufens erst anschließend auf das entsprechende Referenzellipsoid im System der krummlinigen ellipsoidischen Koordinaten.

### 3.3 Die Reduktion geodätischer Messungen

Alle geodätischen Winkelmessungen, wie Horizontalwinkel, Vertikalwinkel, Azimute beziehen sich durch die Aufstellung des Theodolits in der Lotrechten auf die Richtung des Schwerevektors; alle Höhenmessungen mit (geometrischen) Nivellement auf das Geoid (oder eine andere Niveaulfläche).

Die Normale auf ein Referenzellipsoid in einem beliebigen Punkt der Erdoberfläche approximiert recht gut die Lotrichtung des Schwerefeldes an dieser Stelle. Die Richtungs-differenz zwischen Ellipsoidnormalen und Lotrichtung in einem Punkt wird Lotabweichung  $\epsilon$  genannt. Sie erreicht Beträge von 30" und mehr.

## 7. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

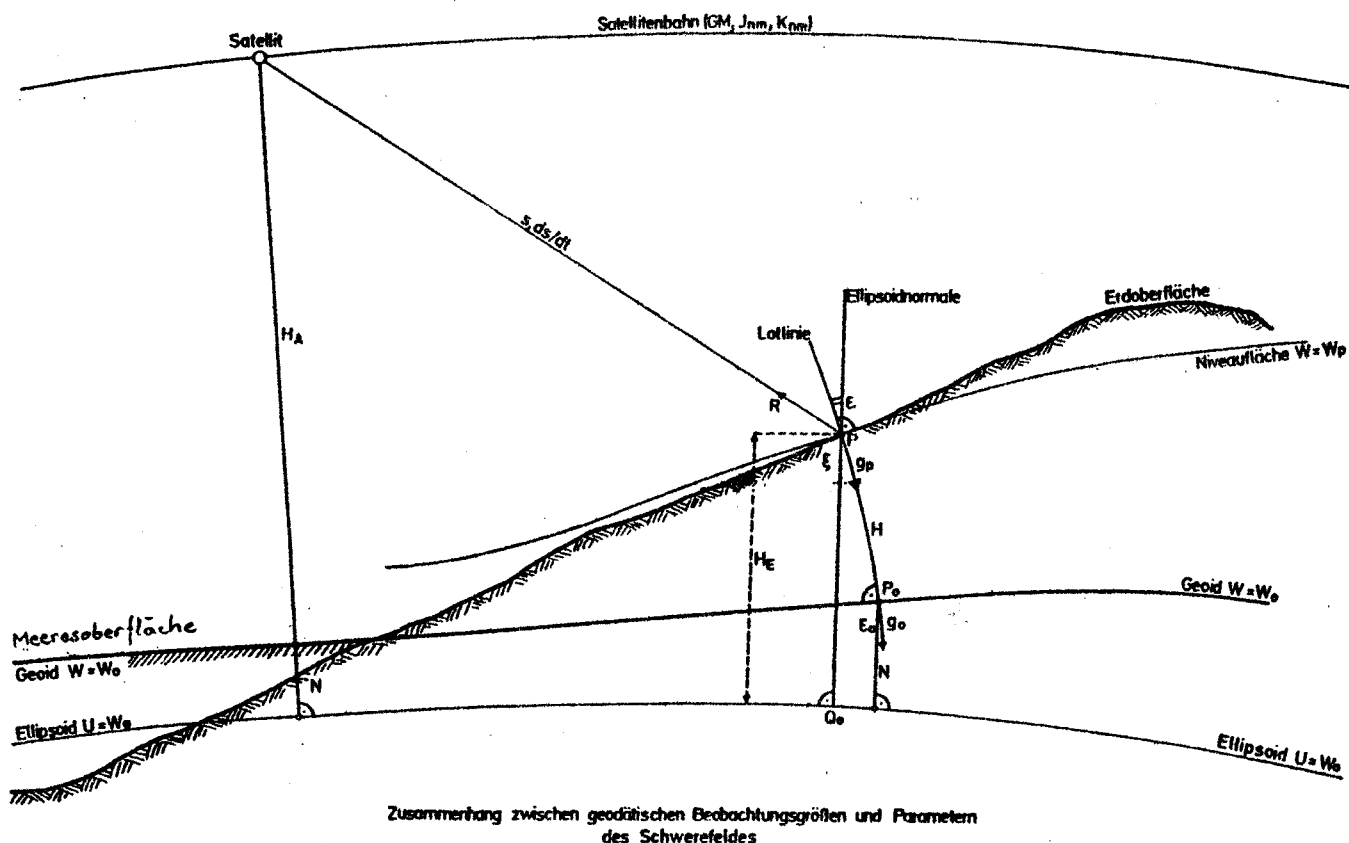


Abb 4

Die ellipsoidische Höhe  $H_E$  kann man sich in 1. Näherung aus zwei Teilen bestehend vorstellen:

- aus der orthometrischen Höhe  $H$  bzw. der Lotlinienlänge von  $P$  zum Geoid und der
- Geoidhöhe (Undulation)  $N$ , dem Abstand zwischen Ellipsoid und Geoid.

Sind diese physikalischen Parameter  $\epsilon$  und  $N$  in einem geodätischen Beobachtungspunkt bekannt bzw. kennt man die gegenseitige Lage und Orientierung von Ellipsoid und Geoid, so können alle geodätischen Messungen vom Einfluß des Schwerfeldes befreit werden. Die reduzierten Meßdaten entsprechen dann dem ellipsoidischen Modell und sind theoretisch widerspruchsfrei verwendbar (Projektion nach Helmert).

Allerdings kommen noch zwei weitere Reduktionsgrößen hinzu, die sich aus der Geometrie des Ellipsoides ergeben:

- die Reduktion wegen der Höhe des Zielpunktes und
- die Reduktion vom Vertikalschnitt auf die geodätische Linie.

Beide Reduktionen ergeben sich aufgrund der Windschiefte der ellipsoidischen Flächennormalen.

### 3.4 Die Berechnung geodätischer Netze

Die punktbezogenen geodätischen Meßdaten können nach ihrer Reduktion vom astronomischen auf den ellipsoidischen Zenit (bzw. ihrer Reduktion wegen Lotabweichung) und nach Anbringung der erwähnten geometrischen Reduktionen zu sogenannten geodätischen Netzen zusammengefaßt werden und im gemeinsamen Verband berechnet werden. Lage- und Höhenetze werden dabei wegen des unterschiedlichen Einflusses von Schwerefeld und Refraktion in der klassischen Landesvermessung getrennt behandelt.

Bei großräumigen kontinentalen Netzen werden die Berechnungen direkt auf dem Ellipsoid als Rechenfläche durchgeführt. Als Beispiel soll hierfür das "Europäische Dreiecksnetz 1. Ordnung RETrig" angeführt werden (Erstreckung: Nordkap - Sizilien).

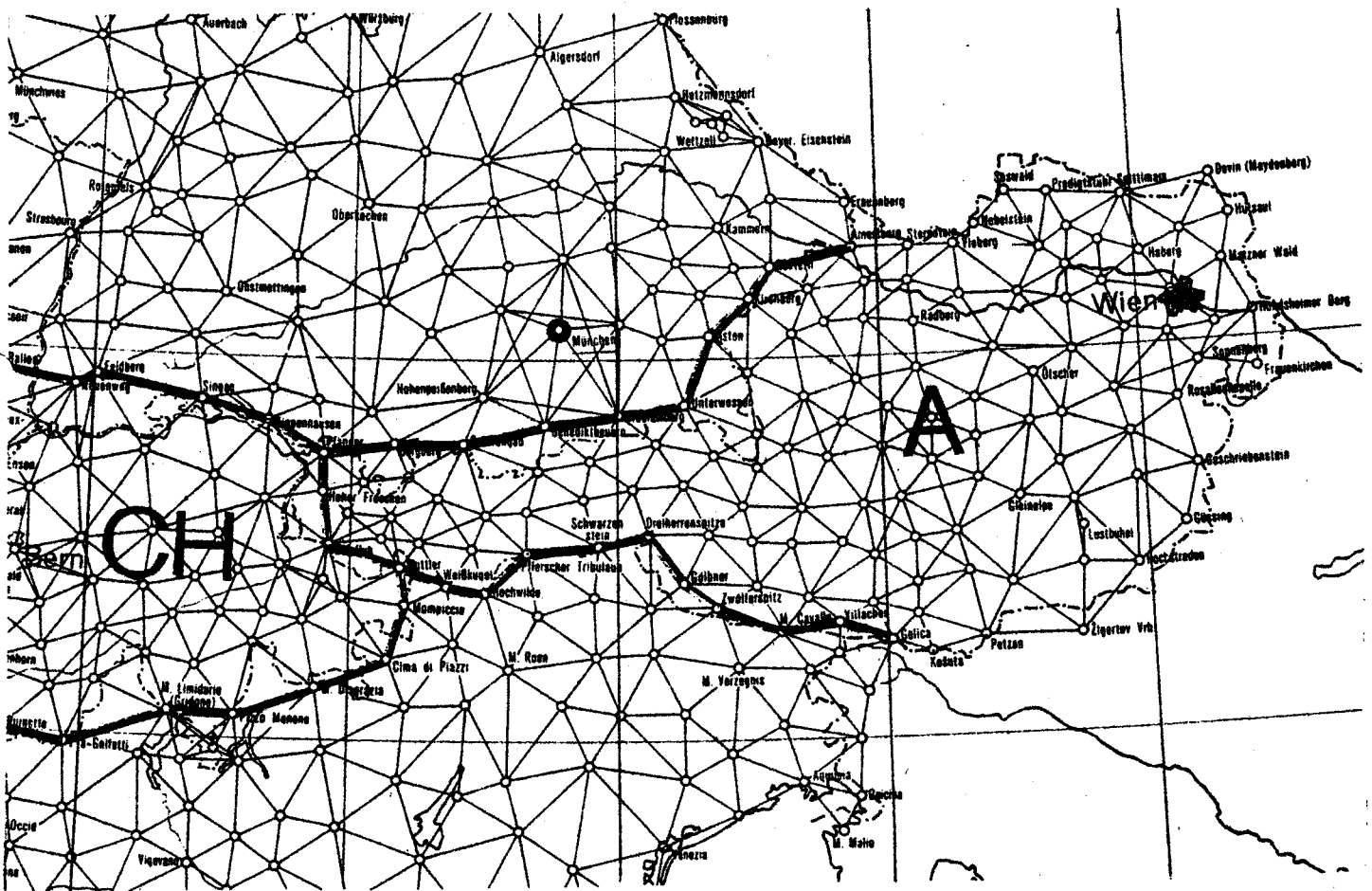


Abb 5

## 9. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

Die Berechnung eines derartigen Dreiecksnetzes erfolgt auf Grund einer geodätischen Modellbildung, die sowohl funktionale als auch stochastische Zusammenhänge berücksichtigt. Im Rahmen der stochastischen Interpretation geodätischer Messungen geht man von der Vorstellung aus, daß jeder Meßwert als Realisierung einer Zufallsvariablen zu verstehen ist. Jede Zufallsvariable ist durch ihre Wahrscheinlichkeitsverteilung charakterisiert. In der Geodäsie wird im allgemeinen davon ausgegangen, daß die zur Zufallsvariablen gehörigen Beobachtungen "Gauß'sche Normalverteilung" besitzen, mit dem Erwartungswert  $E$  als wahrscheinlichsten Wert.

Die Gesamtheit der zwischen den Erwartungswerten bestehenden funktionalen Beziehungen bezeichnet man als funktionales Modell. Bei der Berechnung werden nun in die Beziehungen des funktionalen Modelles anstelle der nicht bekannten Erwartungswerte die tatsächlich beobachteten Werte eingeführt; Werte, die die Beobachtungs- oder Bedingungsgleichungen nicht streng erfüllen können. Diese Inkonsistenz wird durch das Einführen sogenannter Inkonsistenzparameter (Verbesserungen oder Residuen der Beobachtungswerte) bereinigt, und zwar durch die zusätzliche Bedingung, daß die gewichtete Quadratsumme dieser Verbesserungen minimiert wird:

$$v^T P v = \min$$

Bei der mathematischen Verarbeitung großer geodätischer Netze fallen nach entsprechenden Linearisierungsvorgängen lineare Gleichungssysteme an, die sogenannten Normalgleichungen. Diese Systeme können riesige Dimensionen (bei RETrig etwa 20 000 Gleichungen mit 20 000 Unbekannten) annehmen und sind nur mit speziellen Speichertechniken und Algorithmen bearbeitbar.

Letztlich steht dem Geodäten ein in sich ausgeglichenes, auf dem Ellipsoid ausgebreitetes Netz zur Verfügung, über dessen Lage und Orientierung bzw. bei reinen Richtungsnetzen auch über dessen Maßstab noch zu verfügen wäre.

Diese "Datumsfestlegung" erfolgt durch die Vorgabe der (ellipsoidischen) Koordinatenwerte eines der Netzkpunkte (dem Fundamental- oder Hauptpunkt) und durch die Angabe eines (oder mehrerer) astronomischer Azimute sowie durch die Bestimmung der Länge einer (oder mehrerer) Seitenlängen.



## 10. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

Durch die Wahl dieser Datumparameter wird implizit über die gegenseitige Lage von Referenzellipsoid und Geoid verfügt:

- Die Übernahme von astronomisch bestimmten Koordinaten in einem Punkt (dem Hauptpunkt) hat zur Folge, daß in diesem Punkt Ellipsoidnormale und physische Lotlinie zusammenfallen.
- Die Übernahme eines astronomischen Azimutes im Hauptpunkt verfügt über den Freiheitsgrad der Drehung um die Ellipsoidnormale im Hauptpunkt.
- Die Übernahme einer auf Meereshöhe reduzierten Seitenlänge als „maßstabsbestimmend“ bedeutet, daß in der Mitte dieser sogenannten Basis die Geoidundulation  $N=0$  beträgt. Damit wird auch über den letzten noch offenen Freiheitsgrad der Verschiebung des Ellipsoids in der Richtung der Ellipsoidnormalen im Hauptpunkt verfügt.

Da die Schwerefeldparameter Lotabweichungen und Geoidhöhen punktbezogene Daten sind, ist zu ihrer Bestimmung eine erste vorläufige Berechnung des Netzes erforderlich. Erst nach Festlegung der gegenseitigen Lage von Geoid und Ellipsoid mit dem geodätischen Datum und der Ausbreitung des geodätischen Netzes auf dem Ellipsoid können die physikalisch bedingten Reduktionsgrößen berechnet und angebracht werden. Erst der zweite Iterationsschritt liefert die endgültigen Ergebnisse.

In der österreichischen Landesvermessung wurden der Hermannskogel als Hauptpunkt mit der astronomischen Orientierung zum (damaligen) Nachbarpunkt Hundsheimer und die Basis von Josefsstadt in Nordböhmen als maßstabsbestimmende Seite verwendet. Bezugsellipsoid war und ist das (konventionelle) Bessel-Ellipsoid.

In einem modernen Netz wie RETrig gibt es eine Unzahl von gemessenen Seitenlängen, ebenso eine große Zahl von astronomischen Azimuten. Die Lagerung des Netzes entspricht bei RETrig dem Ergebnis eines sogenannten Lotabweichungsausgleiches, einem Verfahren, bei dem auf einem vorgegebenen Referenzellipsoid (im speziellen Fall: Hayford 1909) das Netz so lange verschoben wurde, bis die Quadratsumme der Rest-Lotabweichungen ein Minimum geworden war. Aus einem derartigen Lotabweichungsausgleich stammen die Koordinaten des RETrig - Hauptpunktes Frauenkirche in München. Über die Geoidhöhen wurde bei RETrig u.a. mit Hilfe der Geoidbestimmung von Levallois-Monge verfügt. Maßstab und Orientierung stammen aus direkten Messungen.

## 11. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

### 3.5 Die Gauß - Krüger - Projektion

Mit der Bestimmung einer ausreichend dichten Anzahl von (Lage-) Festpunkten (1. Ordnung, etwa 115 Punkte in Österreich) auf einem vorgegebenen Bezugsellipsoid ist ein wesentlicher Teil der Aufgaben der Landesvermessung umrissen.

Eine Verdichtung dieses Festpunktfeldes durch den Aufbau von Netzen 2. - 5. Ordnung mit etwa 50 000 Punkten und sogenannten Einschaltpunkten (EP, dzt. etwa 250 000 in Österreich) wird auch den praktischen Erfordernissen, die aus Kataster, Kartographie und ingenieurgeodätischen Bereichen stammen, Rechnung getragen.

Diese Verdichtung kann jedoch durch die optimale Wahl einer Abbildung im Sinne der Kartenprojektion auf Problemstellungen der ebenen Trigonometrie zurückgeführt werden.

Am besten geeignet, und in Österreich seit etwa 70 Jahren bewährt, ist die winkeltreue (konforme) Gauß - Krüger - Projektion. Mit ihrer Hilfe können Punkte der Ellipsoid-Oberfläche auf eine abwickelbare Fläche (einem Zylinder, der das Ellipsoid in einem Meridian berührt) übergeführt werden. Die nachstehend (S. 13) angeführten Formeln ermöglichen die Umrechnung von ellipsoidischen Koordinaten in Gauß - Krüger - Koordinaten und umgekehrt (Jordan/Eggert/Kneissl, Bd. IV/2; Gerstbach, ZfV 5/1974).

In Österreich werden die  $3^{\circ}$ -Meridianstreifen M 28, M 31 und M 34 - entsprechend den Berührungsmeridianen  $28^{\circ}$ ,  $31^{\circ}$  und  $34^{\circ}$  östl. von Ferro - verwendet. Die Differenz Ferro - Greenwich beträgt  $17^{\circ} 40' 00,00''$ .

Die angeführten Formeln gehören nicht unmittelbar zum Thema "Form, Größe und Oberfläche der Erde". Sie sollen aber den Praktiker in die Lage versetzen, sich aus Gauß-Krüger-Koordinaten der Landesvermessung ellipsoidische (= geographische) Koordinaten ableiten zu können.

Mit der Diskussion der Geometrie des Ellipsoides, der Abbildung von Punkten der Erdoberfläche, der Reduktion der geodätischen Meßdaten und der Berechnung von Koordinaten wurde versucht, einen Einblick in die sogenannte mathematische Geodäsie zu geben, wobei im Kapitel "Reduktionen" bereits physikalische Zusammenhänge angeführt worden sind.

12. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

Gauss-Krüger Koordinaten → Geographische Koordinaten

geg:  $x, y$

$$\varphi = \varphi_\alpha - y'^2 \rho t v^2 \left( \frac{1}{2} - y'^2 \frac{4,97 + 3t^2}{24} \right)$$

$$\Delta\lambda = y' \frac{\rho}{\cos \varphi_\alpha} \left[ 1 - \frac{y'^2}{6} (v^2 + 2t^2 - y'^2 (0,6 + 1,1t^2)^2) \right]$$

mit  $y' = \frac{y v}{c}$  ;  $t = d\varphi \varphi_\alpha$

$$\varphi_\alpha = \frac{x}{a} + \frac{\beta}{a} \sin 2\varphi_\alpha - \frac{\gamma}{a} \sin 4\varphi_\alpha + \frac{\delta}{a} \sin 6\varphi_\alpha \quad (\text{identieren!})$$

$$v = \sqrt{1 + \eta^2} \quad \eta^2 = e^2 \cos^2 \varphi_\alpha$$

$$\alpha = \frac{A}{\rho^0} a (1 - e^2) \quad A = 1 + \frac{3}{4} e^2 + \frac{45}{64} e^4 + \dots$$

$$\beta = \frac{B}{2} a (1 - e^2) \quad B = \frac{3}{4} e^2 + \frac{15}{16} e^4 + \dots$$

$$\gamma = \frac{C}{4} a (1 - e^2) \quad C = \frac{15}{64} e^4 + \dots$$

$$\rho^0 = ?$$

Geographische Koordinaten → Gauss-Krüger Koordinaten

geg:  $\varphi, \Delta\lambda$

$$x = \alpha_\varphi + l^2 \frac{c \cdot t}{v} \left( \frac{1}{2} + l^2 \frac{5,03 - t^2}{24} \right)$$

$$y = l \frac{c}{v} \left( 1 + l^2 \frac{1}{6} (v^2 - t^2 + l^2 (0,3 - t^2)) \right)$$

mit  $l = \frac{\Delta\lambda}{\rho} \cos \varphi$  ;  $t = d\varphi \varphi$

$$\alpha_\varphi = \alpha \varphi - \beta \sin 2\varphi + \gamma \sin 4\varphi - \delta \sin 6\varphi$$

$$v = \sqrt{1 + \eta^2} \quad \eta^2 = e^2 \cos^2 \varphi$$

$$c = \frac{a^2}{b}$$

$\Delta\lambda$  ... Abstand vom Berührungsmeridian

$\varphi_\alpha$  ... Fußpunktsbreite

$\alpha_\varphi$  ... Meridianbogenlänge

### 13. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

Die 3. Aufgabenstellung des Vortrages, die optimale Abbildung der Erdoberfläche - der physikalischen Figur der Erde - in Form eines geodätischen Festpunktfeldes auf die mathematische Referenzfläche, das Ellipsoid, ist damit erfüllt. Eine detailreiche kartographische Darstellung läßt sich unter Bezug auf das gegebene Festpunktfeld mit photogrammetrischen Methoden oder Methoden der Fernerkundung beliebig genau weiterführen.

Offen bleiben die Bestimmung der Dimensionen des Ellipsoides - im optimalen globalen Fall des mittleren Erdellipsoides - und die Bestimmung des Schwerfeldes der Erde mit jener ausgezeichneten Niveaulfläche im Meeresniveau - dem Geoid - die als "mathematische Figur der Erde" bezeichnet wird.

Das Geoid ist aber nicht nur als ausgezeichnete Niveaulfläche von physikalischer Bedeutung, es hat als Bezugsfläche der (orthometrischen) Höhen auch eine wesentliche praktische Funktion.

Die Bestimmung des Geoides und damit die Dimensionierung des mittleren Erdellipsoides sind Gegenstand des folgenden Kapitels.

#### 4. Der physikalische Aspekt - das Schwerfeld

##### 4.1 Grundlagen

Das Schwerfeld der Erde ist durch zwei wirkende Kräfte bestimmt: Gravitation und Zentrifugalkraft. Die Schwerkraft  $g$  ist die vektorielle Summe dieser beiden Teilkräfte und läßt sich als Gradient einer skalaren Funktion - dem Schwerepotential  $W$  - darstellen

$$W = k \iiint_V \frac{\rho}{r} dv + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2)$$

$$g = \text{grad } W$$

$k$  ... Newton'sche Gravitationskonstante ( $66,7 \times 10^{-9} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ sec}^{-2}$ )

$\rho$  ... Dichte       $\omega$  ... Winkelgeschwindigkeit  
 $\sqrt{(x^2 + y^2)}$  ... Distanz von der Rotationsachse

$l$  ... Abstand eines Aufpunktes vom Schwerpunkt der Masse

14. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

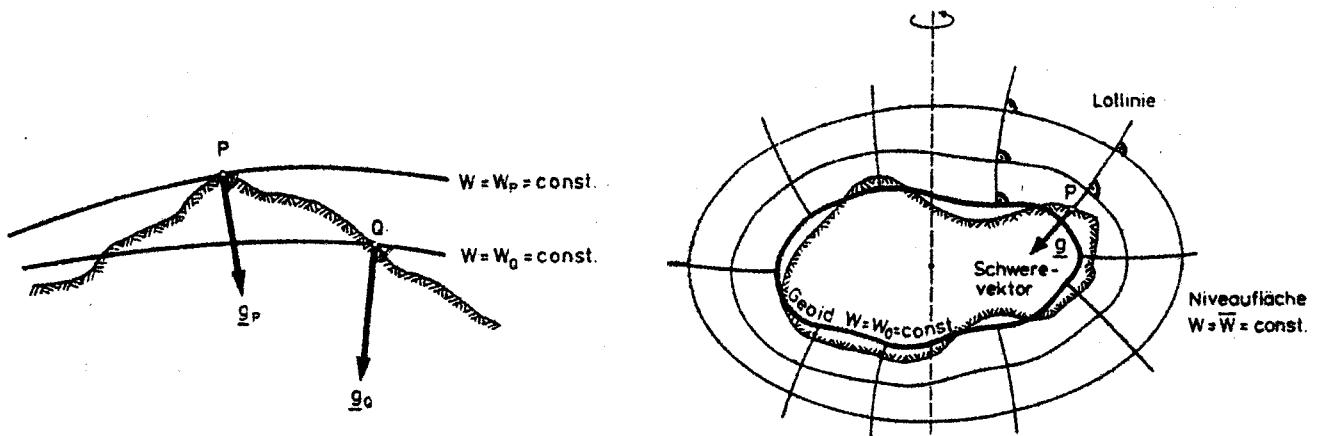


Abb 6, 7

Räumliche Variationen des Schwerfeldes

Niveauflächen und Lotlinien des Erdschwerfeldes

Dieser Gradient  $g$  besitzt als Vektor klarerweise Betrag und Richtung. Sein Betrag wird normalerweise als Schwere (-beschleunigung) bezeichnet und hat die physikalische Dimension  $m \text{ sec}^{-2}$  (bzw.  $cm \text{ sec}^{-2} = 1 \text{ gal}$ ). Seine Größe variiert bekannterweise von 978 gal am Äquator bis zu 983 gal am Pol. Die Richtung des Schwerevektors ist die Richtung der Lotlinie.

Alle Flächen, für die gilt:  $W(x,y,z) = \text{const}$  werden Äquipotentialflächen oder Niveauflächen genannt.

Da in jedem Punkt des Raumes genau ein Schwerevektor und damit eine Lotrichtung existiert, können sich Niveauflächen mit unterschiedlichen Potentialwerten niemals schneiden. Sie sind glatt und stetig.

Darüberhinaus ist das Schwerepotential in Punkten, die selbst keine Massenbelegung aufweisen bzw. keine Quellpunkte im Sinne der Potentialtheorie darstellen, analytisch (analytisch bezeichnet man jede Funktion, die selbst und in allen ihren Ableitungen stetig ist) und erfüllt die sogenannte Laplace-Gleichung

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0$$

wobei alle  $V$  als harmonische Funktionen bezeichnet werden.

Das Geoid stellt nun global betrachtet jene spezielle Niveaufläche dar, die (in 1. Näherung) mit dem mittleren Meeresspiegel zusammenfällt. Die Abweichungen zwischen beiden Flächen liegen auf der ganzen Erde im Bereich von ein bis zwei Meter und werden durch unterschiedlichen Salzgehalt des Meerwassers (Dichte), Meeresströmungen und äußere Faktoren wie Gezeitenwirkungen hervorgerufen.

## 15. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

Da das Geoid in der Regel in den Kontinenten im Erdinneren und zum Teil auch unter der Meeresoberfläche verläuft, ist diese Niveaulfläche zwar geschlossen und stetig aber nicht analytisch. Diese Aussage beinhaltet ein Problem, das auch heute noch in hohem Maße hypothesenbehaftet ist, nämlich die sogenannte analytische Fortsetzung des Schwerepotentials nach unten, in das Quellgebiet bzw. in den Bereich der Massebelegung im Erdinneren. Eine strenge Lösung gäbe es nur bei entsprechend gut bekanntem Dichtegesetz.

Unter Geoidbestimmung läßt sich damit eine Aufgabe zusammenfassen, die gleichzusetzen ist mit der Bestimmung des im Außenraum regulären, harmonischen Schwerepotentials und dessen analytische Fortsetzung nach unten.

Der metrische Abstand zwischen Geoid und Erdoberfläche, gemessen längs der gekrümmten Lotlinie wird als Meereshöhe oder orthometrische Höhe bezeichnet und stellt im Prinzip jene Höhe dar, die mit Hilfe des geometrischen Nivellements zusammen mit Schweremessungen bestimmt werden kann.

### 4.2 Methoden der Geoidbestimmung

#### 4.2.1 Dynamische Methode

In der dynamischen Satellitengeodäsie wird ein Satellit als im Schwerfeld der Erde bewegter Sensor betrachtet.

Die Bahn eines Erdsatelliten weicht von der Kepler-Ellipse durch Einflüsse von Störkräften ab, die vor allem gravitationeller Art sind. Die wahre Bahnkurve läßt sich als Einhüllende von oskulierenden Kepler-Ellipsen darstellen, die in jedem Punkt durch ihre 6 Bahnelemente gegeben sind. Kennt man die Anfangsbedingungen zum Zeitpunkt  $t_0$ , dann ist der geozentrische Radiusvektor  $r$  in Funktion dieser 6 Bahnelemente, der Zeit und der Parameter des Schwerfeldes darstellbar:

$$r = r(a_0, e_0, \Omega_0, i_0, \omega_0, T; t; kM, J_{nm}, K_{nm})$$

Die Parameter  $kM$ ,  $J_{nm}$  und  $K_{nm}$  entstammen einer Kugelfunktionsentwicklung des Gravitationspotentials:

16. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

$$V = \frac{kM}{r} + R = \frac{kM}{r} \left\{ 1 - \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^n [J_{nm} R_{nm}(\varphi, \lambda) + K_{nm} S_{nm}(\varphi, \lambda)] \right\}$$

$kM$  ..... geozentrische Gravitationskonstante

$R$  ..... Störfunktion

$a$  ..... Äquatorradius der Erde

$J_{nm}, K_{nm}$  Koeffizienten der Kugelfunktionsentwicklung

$R_{nm}, S_{nm}$  harmonische Funktionen

(Herleitung s. Heiskanen, Moritz (1967), S. 59)

Als Beobachtungen liegen Richtungen, Strecken und eventuell Streckendifferenzen vor. Die entsprechenden Beobachtungsgleichungen beinhalten die Beziehung zwischen Stationskoordinaten und Satellitenort. Demgegenüber stehen die 6 unbekanntes Bahnparameter und eine (unendliche) Anzahl von Kugelfunktionskoeffizienten. Zusätzlich können noch weitere Parameter zur Beschreibung nichtgravitationeller Einflüsse notwendig sein. D.h. nur bei Beschränkung auf einen niedrigen Grad der Kugelfunktionsentwicklung und damit auf eine geringe Auflösung bzw. große Wellenlänge ( $\sim 200$  km) kann mit obigem Ansatz eine Lösung erzielt werden.

Lösungen mit weit höherem Informationsgehalt werden zur Zeit durch Kombination von satellitenbezogenen mit terrestrischen Meßdaten des Schwerfeldes erzielt (z.B. Schwereanomalien).

#### 4.2.2 Gravimetrische Methode

Meßdaten der gravimetrischen Methode sind der Betrag des Schwerevektors  $g = |\text{grad } W|$  und mit Hilfe des geometrischen Nivellements ermittelte Potentialdifferenzen.

Die Berechnung der Geoidhöhen  $N$  erfolgt durch die Anwendung der Stokes'schen Integralformel

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} S(\psi) \Delta g \, d\sigma$$

$$S(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos \psi) = \frac{1}{\sin \psi/2} + 1 - 5\cos \psi -$$

$$6\sin \psi/2 - 3\cos \psi \ln(\sin \psi/2 + \sin^2 \psi/2)$$

## 17. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

$$R = \sqrt[3]{a^2 b} \quad \dots \text{mittlerer Erdradius}$$

$$\Delta g = g_0 - \gamma_0 \quad \dots \text{Schwereanomalie}$$

$$\sigma \dots \dots \dots \text{voller Raumwinkel}$$

$$S(\psi) \dots \dots \dots \text{Stokes'sche Funktion}$$

$$\psi \dots \dots \dots \text{sphärische Distanz Aufpunkt - Quellpunkt}$$

$$\gamma = 979\,800 \text{ mgal} \dots \text{Normalschwere}$$

Diese Formel ergibt sich als Lösung des sogenannten 3. Randwertproblems der physikalischen Geodäsie, welches die Bestimmung einer harmonischen Funktion  $V$  (bzw  $T$ ) aus der Linearkombination dieser Funktion mit seiner Normalableitung  $\partial V / \partial n$  auf der Grenzfläche  $S$  zum Ziel hat.

Da die geometrische Form von  $S$  selbst nicht bekannt ist, entspricht die obige Problemstellung einem "freien" Randwertproblem.

Die mit  $N$  definierte Fläche stellt eine Niveaufläche des Störpotentials  $T$  ( $N = T/\gamma$ ) in der mittleren Höhe der Weltmeere dar.  $N$  beschreibt den Abstand vom Niveuellipsoid, jenem Bezugsellipsoid, das gleichzeitig eine Niveaufläche des Normalschwerefeldes darstellt (mit  $U = U_0$ ; wobei  $T = W - U$ ).

Streng genommen entsprechen die resultierenden Undulationen  $N$  dem sogenannten Quasigeoid, einer Fläche, die sich durch die Verwendung unreduzierter Oberflächenwerte  $\Delta g$  ergibt. Eine Korrektur  $N$  (Geoid) -  $\bar{N}$  (Quasigeoid) ist somit noch anzubringen.

In der praktischen Durchführung wird das Stokes'sche Integral durch eine Summe ersetzt:

$$N = \sum_k c_k \Delta g_{m_k}$$

$$c_k = \frac{R}{\gamma} \left( \frac{\Delta \lambda^\circ}{360} \sin \Delta \phi / 2 \cos \phi_k \right) S(\psi)_k$$

mit  $\Delta g_{m_k}$  als mittlere Anomalie eines Flächenelementes  $\Delta \sigma_k$  mit den Abmessungen  $\Delta \phi, \Delta \lambda$ .

### 4.2.3 Gradiometrie

Die zweiten Ableitungen des Schwerepotentials (die Schweregradienten) repräsentieren durch die weitestgehendste Elimination des Trendanteiles das lokale Verhalten des Schwerefeldes.



## 18. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

Sie sind deshalb besonders gut geeignet, lokale Variationen des Geoides zu erfassen.

Die mathematische Lösung des Problems läßt sich ebenfalls als potentialtheoretische Randwertaufgabe formulieren.

### 4.2.4 Altimetrie

Die altimetrische Methode leitet aus dem Vergleich ellipsoidischer Höhen mit orthometrischen Höhen Geoidundulationen ab.

Im Bereich der Ozeane besteht die Möglichkeit, durch Radarmessungen die Höhe eines Satelliten  $H_A$  über der Meeresoberfläche kontinuierlich zu bestimmen. Befindet sich der Satellit in großer Höhe, so ist seine Bahn durch das Störpotential relativ wenig beeinflußt und die Bahnberechnung kann mit hoher Genauigkeit durchgeführt werden. Die ellipsoidische Höhe  $H_E$  eines Punktes auf der Meeresoberfläche ergibt sich dann trivial mit

$$H_E = H_{\text{Sat}} - H_A \doteq N$$

Im Bereich der Kontinente werden mit Hilfe von Satellitenmeßtechniken ellipsoidische Höhen  $H_E$  und durch Nivellement orthometrische Höhen  $H$  bestimmt. Die Geoidundulationen ergeben sich daraus mit

$$N = H_E - H$$

Durch den Einsatz des Global Positioning Systems (GPS) sind Ergebnisse mit Genauigkeiten im Subdezimeterbereich möglich!

Die Bedeutung der erwähnten Satellitenmeßtechniken liegt darüberhinaus in der Möglichkeit, die Orientierung eines nationalen oder regionalen Geoidstückes im globalen System durchführen zu können. (s. Kap.4.3)

### 4.2.5 Astrogeodätische Geoidbestimmung

Grundlage des astro-geodätischen Flächennivellements ist das astronomische Nivellement entlang von Profilen. Diese auf Helmert zurückgehende älteste Methode der Geoidbestimmung basiert auf der Umformung der Lotabweichungen  $\mathcal{E}_0$  durch Integration in Geoidhöhen-differenzen  $\Delta N$ .

19. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

$$\Delta N_{AB} = N_B - N_A = - \int_A^B \mathcal{E}_0 \, ds$$

dabei bezieht sich  $\mathcal{E}_0$  auf das Geoid (Höhe 0).

$$\mathcal{E}_0 = \xi_0 \cos \alpha + \eta_0 \sin \alpha \quad \text{mit}$$

$$\xi_0 = (\phi_A - \phi_G) \quad \eta_0 = (\lambda_A - \lambda_G) \cos \phi$$

Die Indices A bzw. G bedeuten "astronomisch" bzw. "geodätisch".

Die gemessenen Oberflächenlotabweichungen  $\mathcal{E}$  sind also vor ihrer Integration noch um den Betrag der Lotkrümmung

$$LK = \mathcal{E} - \mathcal{E}_0$$

zu reduzieren. Von Bedeutung ist diese Reduktion allerdings nur im Gebirge; hier kann sie Werte bis zu 10" annehmen.

Die strenge Berechnung der Lotkrümmung bereitet allerdings in der Praxis große Schwierigkeiten. Sie wird vielfach in erster Näherung als Differenz von aus Massen gerechneten Lotabweichungen an der Oberfläche und im korrespondierenden Punkt in der Höhe 0 bestimmt.

Die Integration der reduzierten Lotabweichungen kann numerisch aber auch graphisch erfolgen. Die Fläche unter der Lotabweichungskurve ergibt in Abhängigkeit vom Weg die Undulationsdifferenz. Da diese Kurve - auch für die wegen Lotkrümmung reduzierten Lotabweichungen - im Gebirge sehr bewegt verläuft, ist bei der Wahl des Beobachtungsortes und der Aufpunktsdistanz bei erhöhten Genauigkeitsanforderungen besondere Vorsicht geboten.

Um eine flächenhafte Bestimmung des Geoides zu erhalten, können die mit dem Helmert'schen Wegintegral berechneten Undulationsdifferenzen gitterförmig zusammengesetzt und die in jedem Gitterelement auftretenden Widersprüche in der Art eines Niveaullementnetzes ausgeglichen werden.

Dieses Verfahren wurde bei der Geoidbestimmung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen angewendet. Dabei wurden Linien gleicher  $\xi_0$ - und  $\eta_0$ -Werte nach Verdichtung der gemessenen Lotabweichungen ermittelt. Diese Verdichtung erfolgte durch nicht-lineare, topographieabhängige Interpolation von zusätzlichen Werten für  $\xi_0$  und  $\eta_0$  - vor allem in geschätzten Extremstellen der Lotabweichungen unter Verwendung synthetischer Formeln von Helmert.

4.2.6 Kollokation nach kleinsten Quadraten

Seit etwa 15 Jahren werden in der Geodäsie in zunehmenden Maße statistische Interpolationsmethoden verwendet, die in den letzten Jahren für heterogene Datensätze zur Methode der Kollokation nach kleinsten Quadraten erweitert wurden.

Unter Kollokation versteht man in der numerischen Mathematik die Anpassung einer analytischen Näherungsfunktion an eine Anzahl gegebener linearer Funktionale  $L_i(F)$ .

Im speziellen Fall der Geoidbestimmung liegen z.B. Oberflächenlotabweichungen  $\xi$ , Schwereanomalien  $\Delta g$  und eventuell auch aus der Altimetrie gewonnene Geoidhöhen  $N$  als lineare Funktionale des Schwerepotentials (bzw. des Störpotentials  $T$ ) vor (Heiskanen, Moritz, 1967, Physical Geodesy).

$$\left. \begin{aligned} \xi &= -\frac{1}{g} \frac{\partial T}{\partial x} & \eta &= -\frac{1}{g} \frac{\partial T}{\partial y} \\ \Delta g &= -\frac{\partial T}{\partial z} - \frac{g}{R} T \\ N &= \frac{T}{g} \end{aligned} \right\} \{ \xi, \eta, \Delta g \} = L_i(T)$$

Will man für einen beliebigen Punkt im Raum den zugehörigen Wert für  $T$  präzisieren (inter- oder extrapolieren) bzw. im Sinne der Statistik eine optimale Schätzung  $S_p$  bei kleinster Varianz durchführen, so gilt:

$$S_p = c_{Sx}^T C_{xx}^{-1} x$$

Die quadratische, symmetrische Matrix  $C_{xx}$  wird dabei aus den gegenseitigen Kovarianzen aller gegebenen Meßgrößen  $x$  (z.B. der Lotabweichungen) gebildet. Diese Kovarianzen  $C_{ik}$  repräsentieren die statistische Korrelation zwischen den Meßwerten  $i$  und  $k$ . Sie können in der Regel als Funktion der Distanz  $s$  zwischen den beiden Meßpunkten  $P_i$  und  $P_k$  und deren Höhe dargestellt werden. Für  $s=0$  geht die Kovarianz in die Varianz  $V = C_{ii}$  - dem Quadrat des mittleren Signals über.

Der Vektor  $c_{Sx}$  enthält die Kovarianzen zwischen dem Signal  $S_p$  und den Messungen  $x$ .

## 21. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

Bei der Anwendung der Kollokation auf den in Österreich vorerst vorliegenden Datensatz der astro-geodätischen Lotabweichungen läßt sich die Interpolationsgenauigkeit wesentlich erhöhen, wenn die Meßwerte vorher topographisch-isostatisch reduziert werden. Dies bedeutet, daß die topographischen Massen über Meeresniveau so ins Erdinnere verlagert werden, daß isostatisch bedingte Massendefizite ausgeglichen werden. Durch die Reduktion bleibt nicht nur der harmonische Charakter des Störpotentials  $T$  außerhalb der Erdoberfläche erhalten, sondern  $T$  wird auch bis zum Meeresniveau harmonisch, d.h. es erfüllt die Laplace'sche Differentialgleichung. Damit kann die Kollokation auch auf Meeresniveau angewendet werden und ergibt dann Höhen  $H_C$  einer dem regularisierten Zustand entsprechenden Niveaufläche, dem Kogeoid, über dem Ellipsoid.

Berücksichtigt man außerdem eine vorgegebene globale Approximation des Störfeldes  $T$  z.B. in Form einer Kugelfunktionsentwicklung bis zum Grad  $n$ , so kann für den lokalen Bereich Österreichs zusätzlich eine Trendabspaltung erwartet werden. Erst dann ist streng genommen obige Gleichung als 0-parametrische Form der Kollokation verwendbar.

Die Anwendung der Kollokation auf die reduzierten Lotabweichungen ergibt, wie gesagt, für das Niveau 0 Kogeoidhöhen  $N_C$ . Die Geoidhöhen  $N$  ergeben sich aus diesen Kogeoidhöhen  $N_C$  durch Addition des indirekten Effektes  $\Delta N$ :

$$N = N_C + \Delta N$$

Nach Bruns ist der Betrag der Hebung der ursprünglichen Niveaufläche (der indirekte Effekt) gleich dem Quotienten aus dem Gravitationspotential der zusätzlichen Massen aus Topographie und Isostasie ( $T_{TI}$ ) dividiert durch die Normalschwere:

$$\Delta N = \frac{1}{g} T_{TI}$$

### 4.3 Ergebnisse:

Das österreichische Geoid(stück) wurde sowohl mit Hilfe des astro-geodätischen Flächennivellements (vom BEV) als auch mit Kollokation (Abteilung für Mathematische und Datenverarbeitende Geodäsie der TU Graz) berechnet.

## 22. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

Verwendet wurde in beiden Fällen ein Datensatz astro-geodätisch bestimmter Lotabweichungen ( $\sim 700$  Punkte, mittlere Punktdistanz  $\sim 15$  km).

Die Übereinstimmung der Ergebnisse ist in hohem Maße befriedigend (Differenzen:  $-30 \text{ cm} < d\Delta N < +30 \text{ cm}$ , bei  $\Delta N$  bis zu  $5,5 \text{ ml}$ ) und bestätigt die Richtigkeit der numerischen Durchführung für beide Algorithmen.

In der graphischen Darstellung des österreichischen Geoides in Form von Linien gleicher Geoidhöhen (Abb. nächste Seite) kann man die Auswirkung der Topographie gut erkennen (Masseverteilung!) und selbst kleinere Details finden ihren Niederschlag. Besonders auffallend ist nicht nur der stark ausgeprägte Abfall in die Pannonische Tiefebene, sondern auch die breite Grabenstruktur entlang der Donau in Oberösterreich.

Die in der österreichischen Geoidbestimmung verwendeten astro-geodätischen Lotabweichungen lassen sich aus Differenzen von astronomisch bestimmten und geodätischen Koordinaten ableiten. Die astronomischen Anteile  $\phi_A$  und  $\lambda_A$  ergeben sich mit Hilfe der Methoden der astronomischen Geodäsie - entsprechend einer geographischen Ortsbestimmung - als Richtung der Lotlinie im Beobachtungspunkt.

Die geodätischen Anteile lassen sich nur nach geodätischer Netzausbreitung auf einem vorgegebenen Ellipsoid bestimmen und stellen die Richtung der Ellipsoidnormalen dar.

Die resultierenden Lotabweichungen sind damit durch den geodätischen Anteil "relative" Lotabweichungen und zwar in Bezug auf Lagerung und Größe des verwendeten Referenzellipsoids. Das mit Hilfe des astronomischen Nivellements bestimmte Geoidstück ist hingegen in seiner Oberflächenstruktur, in seiner Topographie, eindeutig bestimmt und kann mit entsprechenden identen Punkten (z.B. aus GPS-Messungen) auch in ein globales System übergeführt werden.

Als Beispiel einer globalen Lösung soll das sogenannte GRIM 2 Geoid (Balmino et al, 1976) vorgestellt werden. (Abb. s. S. 24 f.) GRIM 2 entspricht einer kombinierten globalen Lösung mit Verwendung von Laser, optischen und interferometrischen Messungen zu Satelliten (dynamische Methode) und etwa 34400 mittleren Freiluftanomalien (Schwereanomalien).

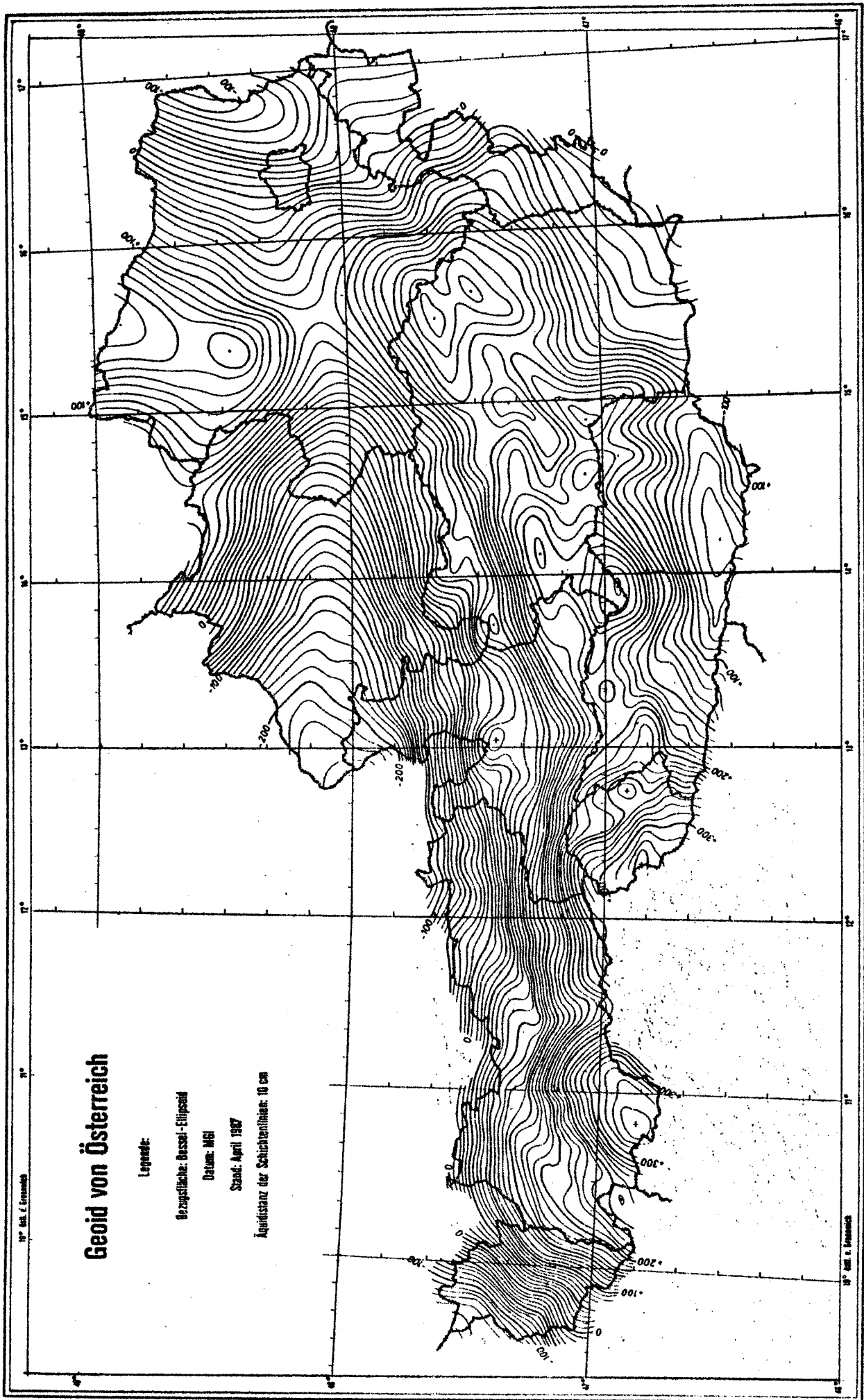


Abb. 8

Berechnet und herausgegeben vom Bureau für die EGS- und Vermessungswesen unter Mitwirkung der Mathematiker der Technischen Universitäten Graz und Wien



## 25. Fortsetzung Gastvortrag: Form, Größe und Oberfläche der Erde

Die Kugelfunktionsentwicklung wurde bis zum Grad und Ordnung  $l=m=30$  durchgeführt. Obwohl die differenzierte Strukturierung dieser Lösung bereits eine hohe Aussagekraft über die "mathematische" Figur der Erde beinhaltet, gibt es bereits Lösungen mit weit höherer Auflösung ( $l=m=360!$ , d.h. Wellenlängen von  $\sim 1^{\circ}$ !) (OSU, Hannover etc.)

In der Kombination mit lokalen Lösungen, wie sie am Beispiel Österreich gezeigt worden sind, ist damit die Problemstellung "Form, Größe und Oberfläche der Erde" mit nahezu beliebiger Genauigkeit gelöst.

Hofrat Dipl. Ing. Dr. Erhard Erker *Grundmessungen =*  
Leiter der Abteilung Erdmessung *+ Triangulationsmessungen*  
Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen  
Schiffamtsstraße 1-3  
A-1020 WIEN



Referat: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

Die Zuordnung zwischen einem sphärischen Koordinatenpaar  $(\varphi, \lambda)$  und einem Punkt der Erdoberfläche erfolgt durch Positions- und Zeitmessungen an Gestirnen und geeignete Projektion dieser Beobachtungen in das Koordinatensystem des Referenzkörpers. Dazu benötigt man vor allem Kenntnis über die Koordinatensysteme der sphärischen Astronomie und ihre auf physikalischen Eigenschaften der Erde beruhende Grundlagen. Im folgenden sei eine kurze Beschreibung der wichtigsten Systeme gegeben (siehe Sternfreunde - Seminar 1985 - Astrometrie an Sternen)

### 1. Die Koordinatensysteme der Sphärischen Astronomie

Zur Festlegung des Ortes eines Gestirns an der Himmelskugel genügen zwei sphärische Koordinaten. Die Entfernung (=3. Koordinate) bleibt unberücksichtigt, da nur die Richtung interessiert. Jedes der Koordinatensysteme ist durch einen Großkreis als Grundebene und die zugehörigen Pole definiert.

a) Horizontsystem: Grundkreis - Horizont

Pole - Zenit, Nadir

Koordinaten - Höhe  $h$  über dem Horizont

oder

Zenitdistanz  $z$ ,  $z = 90 - h$

Azimut  $A$  = Winkel zwischen dem Meridian und dem Vertikal durch

das Gestirn von N über O, S, W

b) Äquatorsystem: Grundkreis - Himmelsäquator

Pole - Nordpol, Südpol

= Verlängerung der Erdachse

Koordinaten - Deklination  $\delta$  = Abstand vom Himmelsäquator

im festen Äquatorsystem:

Stundenwinkel  $t$  = Winkel zwischen dem Stundenkreis durch den Stern

und dem Meridian von S über W, N, O

im mitbewegten Äquatorsystem:

Rektaszension  $\alpha$  = Abstand der Stundenkreise durch Stern und Frühlingspunkt nach Osten zählend

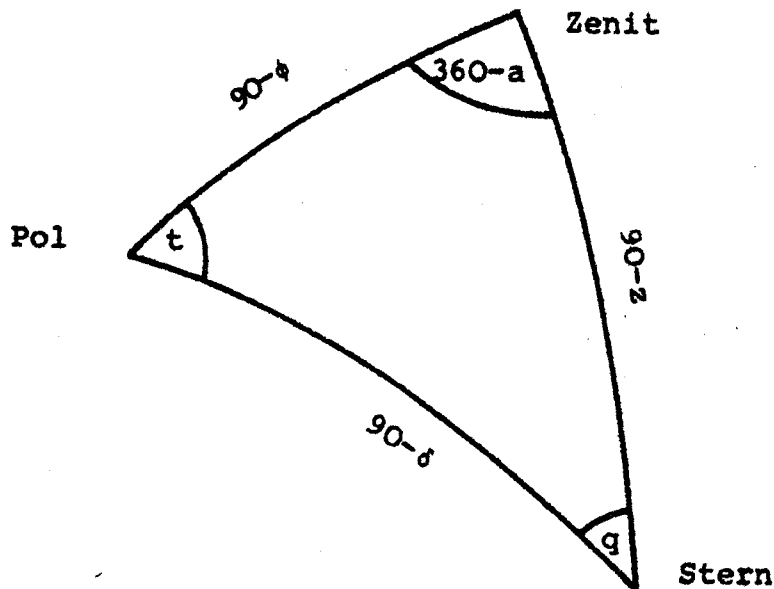
1. Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

Für die Sternzeit als verbindende Größe gilt

$$\Theta = t + \alpha \quad (1.1)$$

d.h. Sternzeit = Stundenwinkel des Frühlingspunktes

Die Beziehungen zwischen den Systemen leiten sich einfach vom "Nautischen Dreieck" ab.



Äquator ---> Horizont

$$\cos z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t$$

(1.2)

$$\tan \alpha = \frac{\sin t}{\sin \varphi \cos t - \cos \varphi \tan \delta}$$

Der Quadrant des Azimuts ergibt sich aus dem Vorzeichen von  $a$  und dem Stundenwinkel.

Horizont ---> Äquator

$$\sin \delta = \sin \varphi \cos z - \cos \varphi \sin z \cos a$$

(1.3)

$$\tan t = \frac{-\sin a \sin z}{\cos \varphi \cos z + \sin \varphi \sin z \cos a}$$

## 2. Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

Der Quadrant des Stundenwinkels ergibt sich aus dem Vorzeichen von  $t$  und dem Azimut.

**c) Ekliptikales-System:** Grundkreis = Ekliptik = Erdbahn = Scheinbare  
Bahn der Sonne  
Pole - Nordpol, Südpol der Ekliptik  
Koordinaten - Ekliptikale Breite  $\beta$   
Ekliptikale Länge  $\lambda$  =  
ab dem Frühlingspunkt  
nach Osten gezählt

**Wichtig:**  $\varepsilon$  = Schiefe der Ekliptik = Schnittwinkel zwischen dem Himmelsäquator und der Ekliptik

$\Upsilon$  = Bezeichnung des Frühlingspunktes = Schnittpunkt der Grundkreise Ekliptik - Himmelsäquator

## 2) Koordinatensysteme des Erdkörpers

Zur Festlegung eines Punktes der Erdoberfläche in einem möglichst geozentrisch gelagerten System sind im allgemeinen 3 Koordinaten von Interesse. Neben den beiden Richtungsparametern ist für einige Aufgaben der sphärischen Astronomie eine genäherte Kenntnis des Abstands der Oberflächenpunkte vom Ursprung nötig. Deshalb bedient sich die astronomische Ortsbestimmung, die als absolute Richtungsbestimmung im Kraftfeld der Erde eigentlich keine Voraussetzung hinsichtlich der Erdgestalt zu treffen braucht, analytisch einfach darstellbarer Referenzfiguren. Die nun angegebene Reihenfolge reicht von einfachen geometrischen Idealisierungen bis hin zur physikalischen Realität.

### a) Referenz Kugel:

Koordinaten :  $b_k, l_k, R = 6371 \text{ km}$

$b_k$  : geographische = geozentrische Breite

$l_k$  : geographische Länge

$R$  : mittlerer Erdradius

Lagerung : geozentrisch

### 3. Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

#### **b) Referenz Ellipsoid:**

Koordinaten :  $b_E, l_E, R_E = \sqrt{MN}$

$b_E$  : geographische ellipsoidische Breite

$l_E$  : geographische ellipsoidische Länge

$R_E$  : mittlerer Krümmungsradius  $R_E = f(b_E)$

M,N : Meridian- bzw. Querkrümmungsradius

Lagerung : genähert geozentrisch

**c) Das Geoid:** Das Geoid repräsentiert als Niveaufläche des mittleren Meeresspiegels die wahre Erdgestalt von 2/3 der Erdoberfläche.

Koordinaten :  $\varphi_o, \lambda_o, R_G \approx R_E + U$

$\varphi_o$  : geographische Breite =  
der geometrische Ort aller Punkte deren Lotrichtung mit der Erdrotationsachse den Winkel  $(90 - \varphi_o)$  einschließt.

$$\varphi_o = b_E + \xi_o \quad (2.1)$$

$\lambda_o$  : geographische Länge =  
der geometrische Ort aller Punkte deren Meridianebene mit der Meridianebene von Greenwich den Winkel  $\lambda_o$  einschließt.

$$\lambda_o = \frac{\eta_o}{\cos \varphi_o} + l_E \quad (2.2)$$

$R_G$  : geometrischer Radiusvektor

U : Geoidundulation

$\xi_o, \eta_o$  : Geoidlotabweichung

**d) Niveaufläche des Meßpunkts:** zum Geoid nicht parallele Grundfläche, durch den Meßpunkt = Niveaufläche auf die sich unsere Beobachtungen beziehen

Koordinaten :  $\varphi, \lambda, R_p$

#### 4. Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

$$\varphi : \quad \varphi = b_E + \xi$$

(2.3)

$$\lambda : \quad \lambda = l_E + \frac{\eta}{\cos \varphi}$$

$$R_P : \quad R_P \approx R_G + H$$

H : Meereshöhe

$\xi, \eta$  : Oberflächenlotabweichung

Die Festlegung der Lotrichtung, also die Zuweisung eines  $\varphi, \lambda$  Wertepaares zum Oberflächenpunkt P unter Berücksichtigung der Bedeutung der Größen  $\alpha, \delta$  und  $z$ , gelingt nun mit folgenden Beziehungen.

$$\delta (\text{Zenit}) = \varphi$$

$$z (\text{Pol}) = 90 - \varphi$$

(2.4)

$$\alpha (\text{Zenit}) = \Theta_{\text{Ort}} = \Theta_{\text{Gr}} + \lambda$$

### 3. Das Instrumentarium

Besonderes Augenmerk beim Instrumentenbau zu Beginn des 20. Jhdts wurde auf die Fertigung hochpräziser Teilkreise, geeigneter Ablesevorrichtungen und empfindlicher Libellen gelegt. Moderne Instrumente eliminieren hingegen heute durch opto-elektronische Abtastung Kreisteilungsfehler vollständig, ersetzen die niveausicheren Libellen durch Kompensatoreinrichtungen und steuern den Zielpunkt mittels Servomotoren an. Die Summe dieser Neuerungen erlaubt natürlich rationelleres und bequemer Messen, erfordert allerdings auch zunehmend tieferes elektronisches Verständnis. Die am weitesten verbreiteten Beobachtungsinstrumente haben im wesentlichen die Aufgabe das Horizontsystem physisch zu realisieren und die Messung von Richtungen bzw. Winkeln in diesem System zu ermöglichen. Einige seien folgend kurz aufgelistet.

**Das Universal:** Das Gerät besitzt neben Horizontal- und Vertikalkreis mehrere hochempfindliche Libellen und als wesentliches Merkmal einen Strahlengang (in der Horizontalachse des Instruments), der die Visur nach dem Zenit erlaubt, ohne die Lage des Okulars zu ändern. Es können Zenitdistanzen in jedem beliebigen Vertikal gemessen, sowie Sterndurchgänge durch das Fadennetz und ein Okularmikrometer hochgenau erfaßt werden.

## 5. Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

**Das Passageninstrument:** Das im Gegensatz zum Universal ortsfest aufgestellte Passageninstrument ermöglicht präzise Durchgangsbeobachtungen in bestimmten festen Vertikalebene, vorzugsweise im Meridian oder im Ost-West-Vertikal (1. Vertikal). Es besitzt demnach keine vertikale Achse und der grob geteilte Vertikalkreis dient nur zur Sterneinstellung. Aus den Messungen im Meridian sind je nach Vorgabe Zeit, Rektaszension oder geographische Länge bestimmbar, im Ost-West-Vertikal ist die geographische Breite bzw. die Deklination zu ermitteln. Mittels einer Zusatzeinrichtung, dem Horrebow-Niveau, ist die Ortsbreite auch im Meridian meßbar.

**Der Meridiankreis:** Der Meridiankreis ist ein ortsfestes, im Meridian aufgestelltes Instrument. Sein großer Vertikalkreis dient der Durchgangs- und Zenitdistanzmessung höchster Genauigkeit.

**Das Zenitteleskop:** siehe Referat Dr. E. Göbel

**Die Zenitkammer:** Ein sowohl ortsfest als auch im Feldgebrauch eingesetztes Gerät mit Brennweiten zwischen 30cm und 1m, das durch photographieren des Zenits und Ableitung der sphärischen Koordinaten desselben aus Anhaltsternen höchste Genauigkeiten für die Orts- und Zeitbestimmung liefert. Die Beziehung zum Lot wird durch einen Quecksilberhorizont oder mittels Libellen vermittelt.

**Das Prismenastrolab:** Ein durch Vorsatz eines Spiegelprismas erweitertes Nivelierinstrument. Der einfallende Visurstrahl bildet mit der Horizontalen einen festen Winkel von  $60^\circ$  + dem konstanten Anteil der Refraktion. Die Erfassung von Sterndurchgangszeiten durch einen an sich beliebigen aber festen Höhenkreis (Almukanterat) erlaubt bei bekannter Rektaszension und Deklination die elegante gleichzeitige Bestimmung von geographischer Länge und Breite. (Methode der gleichen Höhen, Höhenstandlinienverfahren)

## 6. Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

### 4. Beobachtungsanleitungen

#### A) Methode von Sterneck

Die einfachste Bestimmung der Breite gelingt durch die Messung von Zenitdistanzen  $z$  im Meridian. Bei bekannter Deklination  $\delta$  ergibt sich sodann die gesuchte geographische Breite durch die Beziehungen

$$\begin{aligned}\varphi &= z + \delta && \text{Obere Kulmination Süd} \\ \varphi &= \delta - z && \text{Obere Kulmination Nord} \quad (4.1) \\ \varphi &= 180 - (z + \delta) && \text{Untere Kulmination}\end{aligned}$$

Gerät: Universal

Vorinformation -- genähert : Breite , Sternzeit

Koordinaten  $\alpha$ ,  $\delta$

Azimuttabelle des Polarsterns

Rektaszensions- und Zenitdistanztabelle

#### Beobachtung

- a) - Einrichtung der Visurlinie in den Meridian. Dies kann vorzugsweise mit Hilfe des Polarsterns, einer vorbereiteten Tabelle von Azimut und Zenitdistanz in Abhängigkeit der Sternzeit und einer genähert mitlaufenden Sternzeituhr erfolgen.
  - Fixieren des Horizontalkreises
- b) - Einstellung der ersten Zenitdistanz
  - Heranführung des Gestirns in den Fadenkreuzmittelpunkt beim Durchgang des Instrumentenvertikals
  - Ablesung des Höhenkreises
- c) In der Praxis ist die Kreislesung des Zenits unbekannt. Sie kann mittels Beobachtung eines zweiten Sterns, vorzugsweise aus der gegenüberliegenden Hemisphäre, eliminiert werden. Entspricht die Zenitdistanz des Partners genähert der des ersten Objekts, so ist die Differenz der Lesungen  $L$  zusätzlich fast frei vom Einfluß der Refraktion  $R$ .

$$\varphi = \frac{1}{2} (\delta_s + \delta_n) + \frac{1}{2} (L_n - L_s) + \frac{1}{2} (R_s - R_n) \quad (4.2)$$

- Auswahl des korrespondierenden Sterns
- Vorgangsweise wie unter b)

- d) - Beobachtung von ca. 4-10 Sternpaaren

## 7. Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

### B) Meridianpassagen

Die einfache Beziehung für den Meridian im entarteten nautischen Dreieck

$$\Theta = \alpha$$

stellt diese Methode zur Zeit- oder Längenbestimmung natürlich über jedes andere Verfahren.

Gerät: Passageninstrument, Universal

Vorinformation -- genähert: Breite, Sternzeit

Sternkoordinaten  $\alpha$ ,  $\delta$

Rektaszensions- und Meridianzenitdistanztabelle

### Beobachtung

- a) - Einrichtung der Visurlinie in den Meridian
- b) - Auswahl einer in rascher Folge den Meridian passierenden Gruppe von Sternen ( $\approx 10$ ) mit breiter Streuung der Deklinationen, wobei ungefähr 2 Objekte zenitnah kulminieren sollten. Der zeitliche Abstand der Durchgänge muß aber zumindest die Einstellvorgänge bequem ermöglichen.
- c) Messungsablauf / Stern
  - Einstellung der Meridianzenitdistanz am Kreis des Passageninstruments
  - Ablesen des Niveaus
  - Stoppung der Antrittszeiten an den ersten 10 Strichen und dem Mittelfaden der Fadenplatte
  - Umlegen des Instruments
  - Beobachtung der neuerlichen Passagen der 10 Vertikalfäden und Ablesung des Niveaus

### Auswertung

- a) Mittelung der Durchgangszeiten korrespondierender Einzelfäden eliminiert den Einfluß des Kollimationsfehlers (Mittel  $M_i$ ). Trotzdem fällt die Instrumentenvisierlinie durch geringfügige Aufstellungsfehler (Neigung, Azimut) noch nicht in den Meridian. Die Neigungskorrektur ergibt sich aus den Niveaulesungen zu

$$dt_{bi} = i \cos z / (15 \cos \delta) \quad (4.3)$$

und ist dem jeweils zugehörigen  $M_i$ -Wert zuzuschlagen.

- b) Transformation der in Zonenzeit vorliegenden  $M_i$  in Sternzeit  
Dies erfolgt je nach Aufgabenstellung

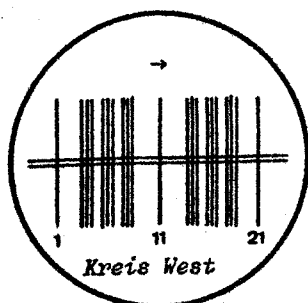
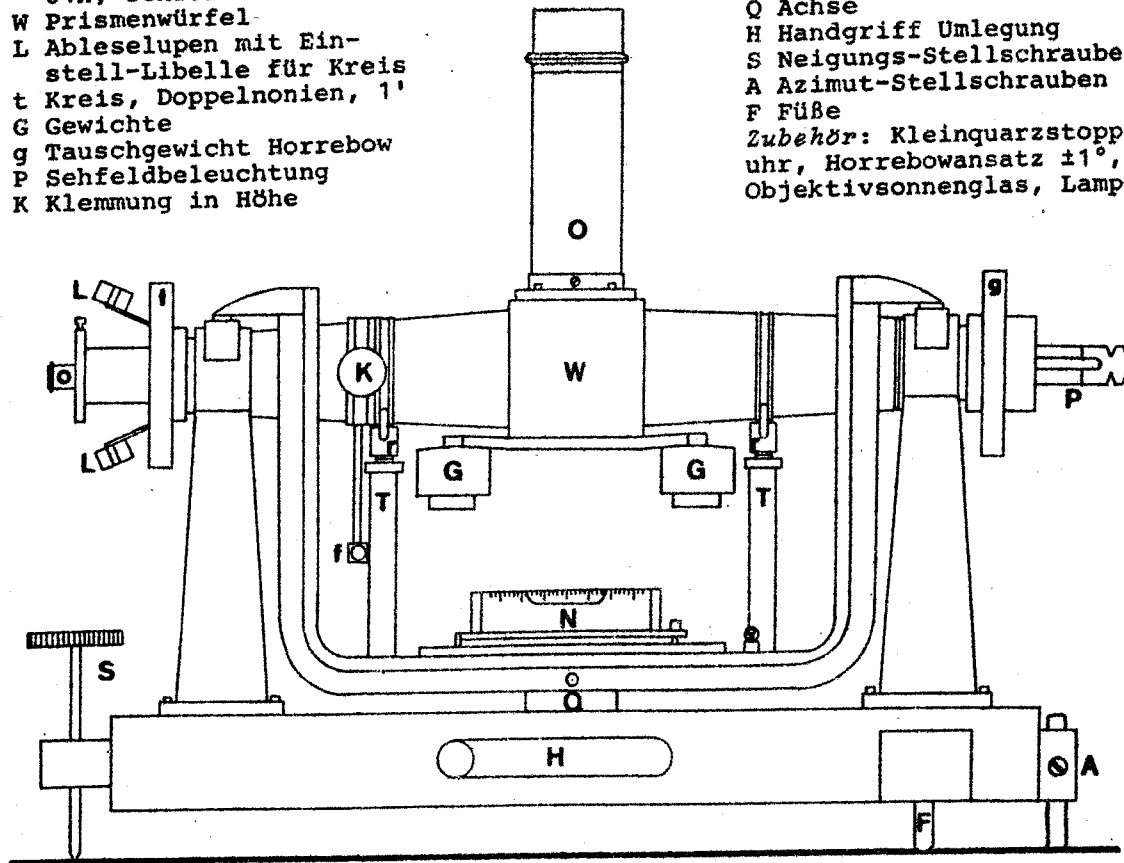


8. Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

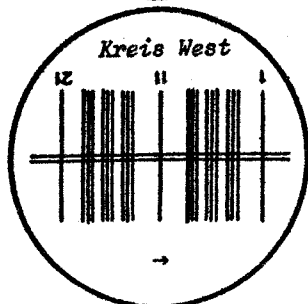
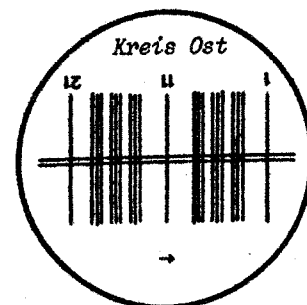
Passagen-Instrument der Wiener Urania-Sternwarte

- O Objektivstutzen mit Objektiv Zeiß E 50/550mm
- o Okular Orthoskop 9mm, 61x, Sehfeld 43'
- W Prismenwürfel
- L Ableselupen mit Einstell-Libelle für Kreis
- t Kreis, Doppelnonien, 1'
- G Gewichte
- g Tauschgewicht Horrebow
- P Sehfeldbeleuchtung
- K Klemmung in Höhe

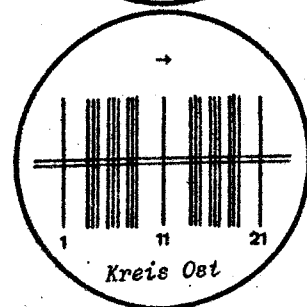
- f Feinbewegung in Höhe
  - T Träger für die Entlastungsrollen
  - N Niveau, 4 Lagen mögl.
  - Q Achse
  - H Handgriff Umlegung
  - S Neigungs-Stellschraube
  - A Azimut-Stellschrauben
  - F Füße
- Zubehör: Kleinquarzstoppuhr, Horrebowansatz  $\pm 1^\circ$ , Objektivsonnenglas, Lampe



Zeit- und Polsterne  
(obere Kulmination)



Polsterne  
(untere Kulmination)



## 9. Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

- mittels der bekannten geographischen Länge  $\lambda$  zur Bestimmung des Uhrstandes
- mit einem Näherungswert  $\lambda_0$  zur Bestimmung der geographischen Länge selbst

$$\Theta_i = (M_i + dt_{bi} - \text{Zone}) \cdot 1.00273792 + \Theta_{0^h,GR} + \lambda_0 \quad (4.4)$$

im Fall MEZ --> Zone = 1<sup>h</sup>

$\Theta_{0^h,GR}$  : Sternzeit 0<sup>h</sup> UT, Greenwich

c) Die Differenz

$$dt_i = \alpha_i - \Theta_i$$

enthält vorerst den Einfluß eines Azimutfehlers  $a$  der Visierlinie. Bei bekanntem Azimutfehler berechnet sich die deshalb anzubringende Korrektur zu

$$dt_{ai} = a \sin z / \cos \delta \quad (4.5)$$

und der gesuchte Uhrstand  $U$  wäre demnach

$$u_i = dt_i - dt_{ai} \quad (4.6)$$
$$U = \frac{\sum u_i}{n} \quad i=1..n$$

d) Im zweiten Fall (Längenbestimmung) errechnet sich  $a$  aus den Durchgängen der zenitfernen Sternen

$$a_i = dt_i \cos \delta / \sin z \quad (4.7)$$

$$a = \frac{\sum a_i}{k} \quad i=1..k$$

$k$  ... Anzahl der zenitfernen Sternen

Da der Einfluß des Azimutfehlers im Zenit verschwindet fällt seine Unsicherheit bei zenitnahen Sternen nicht ins Gewicht und die verbleibenden  $dt_j$  können einzig von einer fehlerhaften Näherungslänge  $\lambda_0$  herrühren. Die gesuchte Längenverbesserung  $d\lambda$  ergibt sich somit zu

$$d\lambda_j = dt_j - da_j \quad (4.8)$$
$$d\lambda = \frac{\sum d\lambda_j}{m} \quad j=1..m$$

## 10.Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

m ... Anzahl der zenitnahen Sterne  
und

$$\lambda = \lambda_0 + d\lambda$$

Bei weiter Streuung der  $d\lambda_j$  ist ab Punkt b) ein zusätzlicher Iterationsschritt mit der neuen Länge  $\lambda$  durchzuführen.

### C) Methode von Horrebow-Talcott

Dies ist die genaueste Methode der visuellen Breitenbestimmung, wobei nur Differenzen von Meridianzenitdistanzen geeigneter Sternpaare (Nord- und Südstern) mittels Mikrometer gemessen werden. Die geographische Breite ergibt sich aus

$$\varphi = \frac{1}{2} (\delta_n + \delta_s) + \frac{1}{2} r (m_n - m_s) + \frac{1}{2} (R_s - R_n) \quad (4.9)$$

r ... Winkelwert einer vollen Umdrehung der Mikrometertrommel

$R_s - R_n$  ... Differentialrefraktion

Gerät: Passageninstrument, Horrebow-Niveau

Vorinformation -- genähert: Breite, Sternzeit

Sternkoordinaten  $\alpha$ ,  $\delta$

Tabelle geeigneter Sternpaare

(siehe Sternfreundeseminar 1985)

### Beobachtung

- Einrichten des Instruments in den Meridian
- Einstellen des Fernrohrs auf das arithmetische Mittel der Meridianzenitdistanzen des Paares
- Ankleben des Horrebow-Niveaus
- Pointieren des ersten Sterns und ablesen des Niveaus  $m_1$
- Umlegen des Instruments
- Einspielen des Niveaus mit der Gerätefeinschraube
- Pointieren des zweiten Sternes
- Einspielen des Niveaus mit dem Mikrometer und ablesen des Niveaus  $m_2$

Der Vorgang ist für eine gesicherte Lösung an ca. 6-10 Sternpaaren zu wiederholen. Da die Anzahl der in Frage kommenden Paare allerdings stark eingeschränkt ist, kann dies zu langen Beobachtungszeiten führen.

### Auswertung

Die gesuchte Breite  $\varphi$  folgt als Mittelwert der Lösungen (4.9) aller beobachteten Sternpaare.

11.Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

#### D) Breitenbestimmung im 1.Vertikal

Aus Messungen der Durchgangszeiten im O-W-Vertikal und dem daraus folgenden Stundenwinkel der Passage läßt sich bei bekannter Sterndeklination die Breite des Ortes ableiten.

$$\tan \varphi = \frac{\tan \delta}{\cos t} \quad (4.10)$$

Gerät: Universal

Passageninstrument (Aufstellung  $90^\circ$  gedreht)

Vorinformation -- genähert: Breite, Sternzeit

Sternkoordinaten  $\alpha$ ,  $\delta$

Zenitdistanztabelle der Vertikaldurchgänge

#### Beobachtung

Entspricht im wesentlichen dem Ablauf von Meridianpassagen. Spezielle Beachtung ist jedoch dem schleifenden Schnittwinkel zwischen Instrumentenvertikal und der Sternbahn zu schenken.

#### Auswertung

Die gesuchte Breite  $\varphi$  folgt als Mittelwert aller Lösungen der im Ost- und Westzweig des 1.Vertikals beobachteten Durchgänge.

#### E) Methode der gleichen Höhen (Höhenstandlinienmethode)

Eine gemessene Zenitdistanz  $z$  liefert als geometrischen Ort für den gesuchten Zenitpunkt einen Kleinkreis als Gesamtheit aller Punkte der Erdkugel, für die im Beobachtungsmoment der Stern die Zenitdistanz  $z$  hat.

$$\cos z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t \quad (4.11)$$

Der Schnitt dreier dieser Kreise liefert, sofern er nicht schleifend erfolgt, die Koordinaten des Beobachtungspunktes. Häufig werden zur Linearisierung die Kreise durch ihre Tangenten ersetzt und diese zum Schnitt gebracht. Solche Tangenten nennt man Standlinien, das Verfahren deshalb Höhenstandlinienverfahren. Werden mehr als drei Sterne beobachtet, so liegt ein Problem der Ausgleichsrechnung vor. Eine interessante Variante besteht darin, Sterne immer in der gleichen, allerdings unbekanntem Zenitdistanz (Almukanterat) zu messen. Dies erspart jegliche Kreisablesung und wird z.B. mit dem Prismenastrolab realisiert.

## 12. Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

Gerät: Prismenastrolab

Universal

Vorinformation -- genähert: Breite, Sternzeit

Sternkoordinaten  $\alpha$ ,  $\delta$

Tabelle der nach Sternzeit geordneten

Almukanteratdurchgänge

### Beobachtung

- a) - Orientierung des Horizontalkreises des Prismenastrolabs; genähert nach Norden (z.B. mit dem Polarstern, Kompass)
- b) - Durchgang eines Probesterns zur Feineinstellung der Orientierung
- c) - Überprüfung der Horizontierung des Astrolabs
  - Einstellen des Azimuts des ersten Sterns der Meßreihe
  - Stoppung möglichst vieler Fadendurchgänge (max. 21)
- d) - Ein Satz umfaßt ca. 8- 16 Sterne mit möglichst über den Vollkreis gleich verteilten Azimuten beim Almukanteratdurchgang. Bei meridiannahen Sternen ist die Beobachtung von weniger Fadenantritten ausreichend und zweckmäßig.
  - Messung/Stern wie unter Punkt c)

### Auswertung

Durch Linearisierung der Gleichung (4.11) lassen sich die Verbesserungsgleichungen des überbestimmten Problems bilden

$$v_i = \cos a_i x + \sin a_i y + z + \Delta w_i \quad (4.12)$$

mit  $a_i$  ... Azimut des Stern  $i$  und

$$x = d\varphi \quad y = \cos \varphi_0 d\lambda \quad z = dz$$

$\Delta w_i$  ist die Differenz einer festen Zenitdistanz  $\bar{w}$  und der aus Näherungskordinaten  $\varphi_0$ ,  $\lambda_0$  gebildeten Zenitdistanz  $w_{i0}$

$$\Delta w_i = \bar{w} - w_{i0} \quad (4.13)$$

Durch die Ausgleichung gewinnt man  $x$ ,  $y$ ,  $z$  und somit die gesuchten Größen

$$\varphi = \varphi_0 + x \quad \lambda = \lambda_0 + \frac{y}{\cos \varphi_0} \quad z = \bar{w} + dz \quad (4.14)$$

### 13.Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

Soll die Lösung graphisch erfolgen setzt man zweckmäßig  $\bar{w}$  = Mittel aller beobachteten Zenitdistanzen und bildet (4.12) pro Stern. Diese Größen trägt man in der Kartierung am Azimutstrahl des Sterns ausgehend vom Ursprung eines ebenen rechtwinkligen Koordinatensystems (Ursprung =  $\varphi_0, \lambda_0$ ) auf. Normal zu den Azimutstrahlen im Abstand  $\Delta w_i$  verlaufen nun die Höhenstandlinien deren Schnitt unseren gesuchten Standpunkt anzeigen.

#### Literatur

- K. Graff , Grundriß der geographischen Ortsbestimmung  
Walter de Gruyter & Co, Berlin 1941
- K. Bretterbauer , Geodätische Astronomie  
Skriptum zur gleichnamigen Vorlesung  
Abteilung für theoretische Geodäsie, TU-Wien

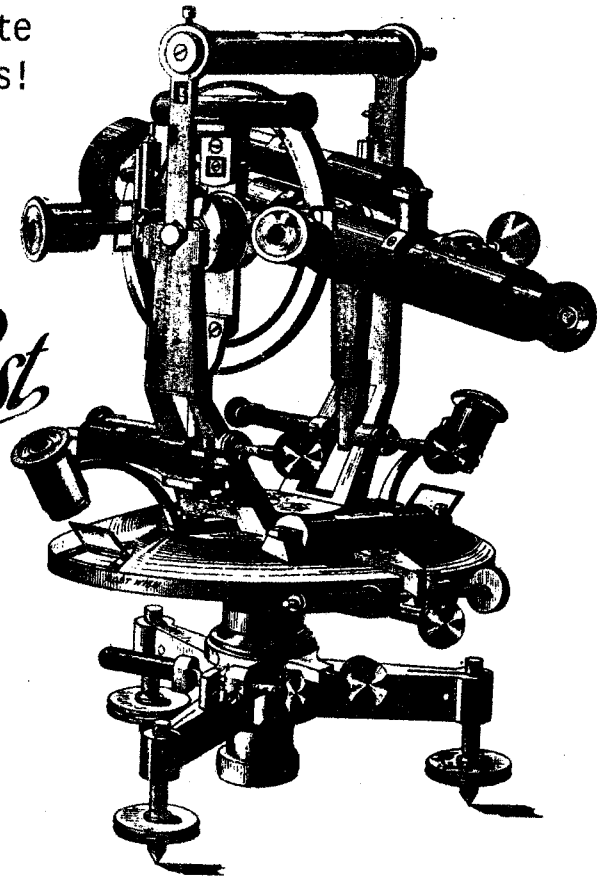
---

Gebrauchte Universalinstrumente  
für Teilnehmer dieses Seminars!

Neue Vermessungsgeräte  
aller Art

*Rudolf & August Rost*

Seit 1888



A-1151 Wien, Märzstrasse 7 - Telephon 0222 92 32 31 - 0

# 14. Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

Beispiel: Längenbestimmung aus Meridianpassagen

Datum: 22.12.1977 Ort: Urania-Sternwarte dUT1 = -0.31<sup>s</sup>

$$\lambda_0 = 1^{\text{h}} 05^{\text{m}} 32.50^{\text{s}} \quad \varphi_0 = 48^{\circ} 12' 40''$$

Stern	MEZ	c	$\Theta$	$dt_i$
1) $\zeta$ Cas	18 <sup>h</sup> 25 <sup>m</sup> 36.82 <sup>s</sup>	1.60 <sup>s</sup>	0 <sup>h</sup> 35 <sup>m</sup> 45.25 <sup>s</sup>	-0.10 <sup>s</sup>
2) $\sigma$ Cas	18 33 20.26	1.47	0 43 29.96	-0.04
3) 68 Pis	18 46 25.52	1.70	0 56 37.37	-0.05
4) 89 Pis	19 06 22.21	1.52	1 16 37.34	-0.04

Stern	$\alpha$	$\delta$	$\approx z$
1) $\zeta$ Cas	0 <sup>h</sup> 35 <sup>m</sup> 45.53 <sup>s</sup>	+53° 46' 49.53"	5° 34'
2) $\sigma$ Cas	0 43 30.70	+48 10 05.31	0 03
3) 68 Pis	0 56 39.27	+28 52 32.85	19 20
4) 89 Pis	1 16 40.30	+ 3 29 55.01	44 43

## 1. Iteration:

	$dt = \alpha - (\Theta + dt_i)$	a	$\bar{a}$	$dt_a$	$dt - dt_a$	$\Delta\lambda$
1)	0.38 <sup>s</sup>			-0.77 <sup>s</sup>	1.15 <sup>s</sup>	0.97 <sup>s</sup>
2)	0.78			0.00	0.78	
3)	1.95	5.16 <sup>s</sup>				
4)	3.00	4.26	4.71 <sup>s</sup>			

## 2. Iteration:

1)				-0.44	0.82	<u>0.80</u>
2)				0.00	0.78	
3)	0.98	2.59				
4)	2.03	2.88	2.73			

$$\lambda = \lambda_0 + \Delta\lambda = 1^{\text{h}} 05^{\text{m}} 32.50^{\text{s}} + 0.80^{\text{s}} = 1^{\text{h}} \underline{05^{\text{m}}} \underline{33.30^{\text{s}}}$$

15.Fortsetzung: Aus der Praxis der geographischen Ortsbestimmung

Beispiel: Breitenbestimmung nach Sterneck

Datum: 18.6.1985 Ort: TU-Wien

Stern	N/S	Lesung z	Refr	$\delta$	$\varphi$
531	N	356°16'19.0"	3.7"	51° 55'16.2"	48° 11' 47.3"
534	S	342 14 28.1	18.1	30 26 13.2	
87	N	59 01 15.8	93.7	72 45 05.9	11 47.7
1382	S	36 27 24.6	41.7	11 43 24.5	
550	N	333 58 53.2	27.5	74 13 07.0	11 49.4
551	S	326 18 50.3	37.6	14 30 18.8	
554	N	17 47 13.9	18.1	65 59 36.9	11 48.6
555	S	7 44 26.5	7.7	40 26 58.6	
1397	N	353 34 46.4	6.3	54 36 52.8	11 48.9
562	S	316 48 21.4	52.9	4 59 33.4	
569	N	23 40 47.3	24.7	71 53 19.0	11 48.3
570	S	32 42 09.3	36.2	15 28 44.1	
590	N	29 37 51.9	32.1	77 50 30.8	11 48.2
584	S	29 59 47.2	32.6	18 11 09.7	

$$\text{Refr} \approx 60.3'' \tan z \frac{p}{760 T} \frac{273}{T}$$

$$\varphi = \underline{48^\circ 11' 48.3''} \pm 0.3''$$

Dipl.Ing.Robert Weber  
Höchstmannweg 22  
A-1220 WIEN



## Exkursions-Beitrag: Das Zenitteleskop

### 1. BESCHREIBUNG

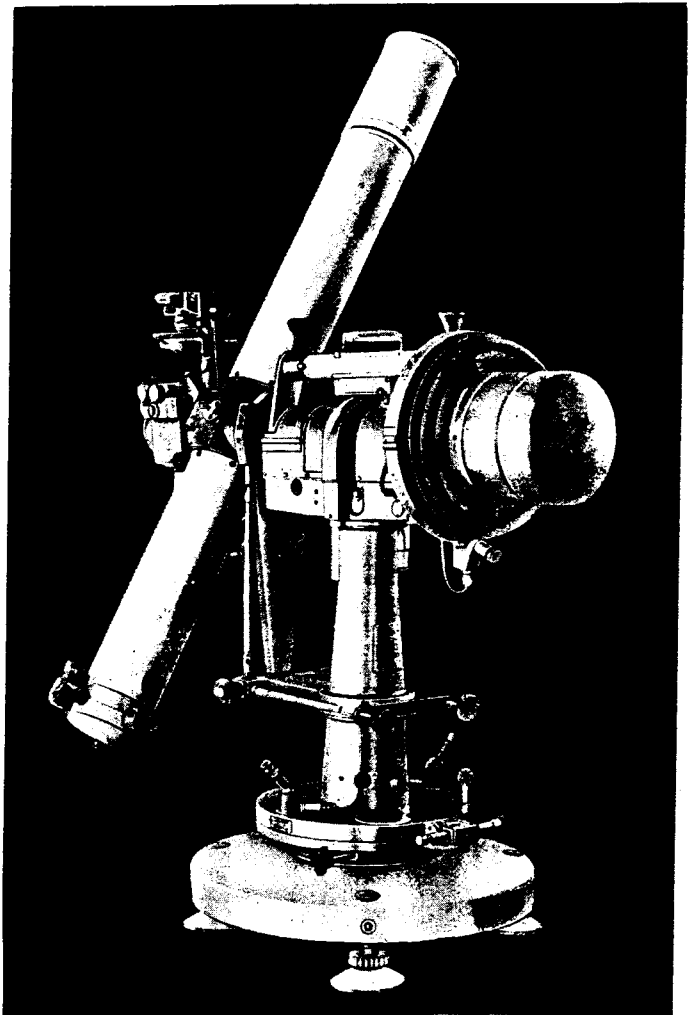
Beim visuellen Zenitteleskop handelt es sich um eine Konstruktion, die speziell in der Astrometrie Verwendung findet. Im Gegensatz zu einem Fernrohr üblicher Bauart ist in diesem Fall der genaue Zeitpunkt des Sterndurchganges durch Mikrometerstriche im Sehfeld von Interesse; das bedingt auch eine besondere Konstruktion dieses Teleskops. Sie reduziert sich auf die eines Theodoliten: Drehung um eine vertikale Achse (Azimute) und um eine horizontale Achse (Höhen). Nachführung wird damit überflüssig.

Im Gegensatz zum Passageninstrument oder Meridiankreis, deren feste Aufstellung in genauer Nord-Süd-Richtung nur die Messung von Meridiandurchgängen ermöglicht, läßt sich mit dem Zenitteleskop prinzipiell jeder Punkt des Himmels anzielen. Der Name leitet sich vom speziellen Photographischen Zenitteleskop ab, bei dem es sich tatsächlich um ein senkrecht feststehendes Fernrohr handelt, wobei das Licht eines zenitnah stehenden Sterns in der halben Brennweite an einem Quecksilberhorizont reflektiert und auf der Photoplatte wieder vereinigt wird.

Das (visuelle) Zenitteleskop der Wiener Universitäts-Sternwarte ist ein Instrument der Firma Jenoptik in Jena mit einer Öffnung von 135mm und einer Brennweite von 1750mm. Die eigentliche Meßeinrichtung besteht aus einem Präzisions-Strichplattenmikrometer und einem großen, pendelartigen Arm, dem Horrebow-Arm, der zwei hochempfindliche Sekunden-Libellen trägt (am Rohr links außen). Dieser Arm kann durch Flächenpressung in eine feste Verbindung mit dem Fernrohr gebracht werden und dient dazu, eine eingestellte Zenitdistanz streng zu repräsentieren.

### 2. BEOBACHTUNGSVERFAHREN

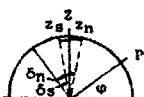
Dieses Instrument ist speziell für klassische Horrebow-Talcott-Beobachtungen



Zenitteleskop der Univ.-Sternwarte Wien

# 1. Fortsetzung Exkursionsbeitrag: Das Zenitteleskop

(Breitenmessungen). Die Polhöhe = Geographische Breite  $\varphi$  folgt dabei aus:

$$\varphi = \frac{\delta_s + \delta_n}{2} + \frac{z_s - z_n}{2}$$


(s.Referat Dipl.Ing.R.Weber)

Bei bekannten Deklinationen  $\delta$  der Sterne (Index s oder n bedeutet Stern südlich oder nördlich vom Zenit) liefert die Differenz ihrer Zenitdistanzen beim Durchgang durch den Meridian die Breite. Je kleiner die Differenz der Zenitdistanzen, desto kleiner die Beobachtungsfehler. Diese Methode ist so genau, daß es damit möglich wurde, die Polhöhenchwankungen zu messen.

Wie schon erwähnt, sind mit dem Zenitteleskop aber nicht nur Messungen im Meridian möglich, sondern an jedem beliebigen Punkt des Himmels. Werden Sterne in verschiedenen Azimuten beobachtet, lassen sich gleichzeitig Zeit und Breite bestimmen. Entsprechend internationaler Gepflogenheit werden dabei gewöhnlich die Durchgänge der Sterne durch den Almukantaraten (Höhenkreis)  $60^\circ$ , Zenitdistanz  $30^\circ$ , beobachtet: Methode der gleichen Höhen.

Die paarweise Beobachtung von Sternen in diagonal gegenüberliegenden Quadranten (z.B. NW/SO) hat sich dabei als sehr günstig erwiesen, da während eines maximalen Zeitraumes von 10 Minuten pro Sternpaar eine gleichbleibende Zenitdistanz gewährleistet ist. Längere Zeiträume würden temperaturbedingte Fernrohrbiegung sowie die zugehörige Zenitdistanzänderung mit sich bringen; diese würde von den Horrebowlibellen nicht erfaßt. Ein zweites Sternpaar (NO/SW) kann bereits in einer anderen gemeinsamen Zenitdistanz beobachtet werden. Beide Paare liefern Zeit und Breite. Der 4.Fundamentalkatalog (FK4) enthält ausreichend Sterne genauer Positionen. Aufwendige Instrumental-Untersuchungen, wie sie beim Passageninstrument ständig durchgeführt werden müssen, entfallen beim Zenitteleskop weitgehend. Nur der Parswert der Libellen ist von Zeit zu Zeit neu zu bestimmen.

Vor Beginn der Beobachtung ist die Stehachse des Instrumentes zu adjustieren und die Orientierung der Strichplatte zu überprüfen; hierauf wird das Fernrohr auf den  $60^\circ$ -Höhenkreis eingestellt und der Horrebow-Arm justiert bzw. fixiert. Zum Schluß wird noch die Quarzuhr mit der Atomuhr des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (BEV) synchronisiert. Nun kann die eigentliche Beobachtung beginnen.

Das Instrument wird in die vorausberechneten Azimute gebracht und die jeweiligen Durchgangszeiten werden registriert. Allfällige Neigung läßt sich durch die Libellenablesungen reduzieren.

Die Ergebnisse solcher Beobachtungen zeigen die jahreszeitlichen Schwankungen der Erdrotation als Differenz zwischen astronomischer Zeit und Atomzeit (UTO - UTC), sowie eine 14-monatliche Periodizität der Breite als Folge der Bewegung der Erdachse im Erdkörper.

## Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

Unter Atmosphäre versteht man die Lufthülle, die die Erde wie ein Mantel umgibt. Sie wird durch das Schwerfeld der Erde festgehalten und nimmt an der Erddrehung teil. Sie ist der Schauplatz aller Wettererscheinungen.

### 1. Zusammensetzung, Aufbau und Physik der Atmosphäre

Am besten und gründlichsten konnte die Erforschung der Atmosphäre durch direkte Messungen in den bodennahen Luftschichten vorgenommen werden. Dadurch wurden grundlegende Kenntnisse über die Zusammensetzung der Luft, Luftdruck-, Temperatur- und Feuchteverhältnisse sowie sonstige Eigenschaften gewonnen.

Um Messungen aus höheren Schichten zu erhalten, nutzte man zunächst die Möglichkeiten, auf Bergen Beobachtungsstationen einzurichten; es wurden auch einige größere Observatorien aufgebaut. Von der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts an verwendete man vorwiegend *Ballone*, um in die Atmosphäre vorzudringen. Unter Einsatz ihres Lebens unternahmten einige Forscher Freiluftballonfahrten bis in größere Höhen, um Beobachtungen und Messungen anzustellen. Im allgemeinen benutzte man aber nur Ballone, an denen meteorologische Instrumente befestigt waren. Diese Ballone ließ man teils frei, teils gefesselt aufsteigen. Längere Zeit wurden auch von der aerologischen Meßstation in Lindenberg in der Nähe Berlins und von einem Spezialschiff auf dem Bodensee große Drachen an einem Stahldraht bis mehrere tausend Meter aufgelassen.

Nach dem ersten Weltkrieg setzte man in immer stärkerem Maße *Flugzeuge* zur Erforschung der freien Atmosphäre ein. Besonders die ständig wachsenden Anforderungen, die der Wettervorhersage- und -beratungsdienst an die synoptische Meteorologie stellten, führten dazu, ein ganzes Netz von Wetterflugstellen einzurichten, von denen regelmäßig Meß- und Beobachtungsflüge unternommen wurden. Dadurch wurde die Grundlage geschaffen, Wetterkarten höherer Luftschichten für größere Gebiete zu zeichnen und so wesentlich neue Erkenntnisse über die Vorgänge in der Atmosphäre zu gewinnen.

Da Flugzeugeinsätze einen verhältnismäßig großen Aufwand erforderten, die Aufstiegshöhe begrenzt war und außerdem die Auswertung der Meßergebnisse erst nach der Landung des Flugzeuges vorgenommen werden konnte, suchte man nach anderen Mitteln, um regelmäßig Messungen in der freien Atmosphäre vornehmen zu können. Zu diesem Zweck entwickelte man in verschiedenen Ländern gleichzeitig Radiosonden, deren Erprobung zum ersten Male im Jahre 1930 von *Moltschanow* erfolgreich durchgeführt wurde. Eine Radiosonde ist ein kleines meteorologisches Meßsystem, das für den routinemäßigen Gebrauch mit Meßinstrumenten für Luftdruck, Temperatur und Feuchte ausgerüstet ist. Man läßt sie mit einem freifliegenden Ballon aufsteigen. Mit den Meßinstrumenten ist ein kleiner Funksender verbunden, der die Meßergebnisse sofort an die Bodenstation übermittelt. Die Funksignale der Radiosonde kann man gleichzeitig zur Messung des Höhenwindes ausnützen. Heute werden bereits in verhältnismäßig großer Zahl meteorologische *Raketen* zur Erforschung der Atmosphärenschichten zwischen 30 und 200 km eingesetzt, und in noch höheren Schichten wird die Erde ständig von *Satelliten*, die mit meteorologischen Meßgeräten ausgerüstet sind, umkreist. Sie brachten bereits in wenigen Jahren wesentlich neue Erkenntnisse über die höheren Schichten der Atmosphäre.

Besondere Bedeutung für die synoptische Meteorologie haben die mit Fernsehkameras für den sichtbaren und infraroten Wellenbereich ausgerüsteten *Wetter-satelliten*. Ein ganzes System dieser Satelliten übermittelt regelmäßig Wolkenaufnahmen von der ganzen Erde. Dadurch läßt sich besonders in den Räumen, aus denen verhältnismäßig wenig Wetterbeobachtungen zur Verfügung stehen, der Ablauf der Wettererscheinungen besser erfassen.

# 1. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

## Zusammensetzung der Luft

Durch die geschilderten, sehr verschiedenartigen Beobachtungsmöglichkeiten konnten allmählich recht genaue Kenntnisse über die vorkommenden Gase in der Atmosphäre gewonnen werden. Am leichtesten ließ sich natürlich die Zusammensetzung der Luft, aus der die Atmosphäre besteht, in den bodennahen Luftschichten bestimmen. *Scheele* führte schon 1773 den Nachweis, daß die Luft ein Gemisch aus verschiedenen Gasen ist. Hauptbestandteile sind Stickstoff und der lebensnotwendige Sauerstoff, während Anteile von Edelgasen, Kohlendioxid und sonstigen Beimengungen nur sehr gering sind. Für staubfreie, trockene Luft ergibt sich folgende Zusammensetzung nach Raumteilen

Stickstoff	78,08 %
Sauerstoff	20,95 %
Argon	0,93 %
Kohlendioxid	0,03 %
Andere Edelgase, Wasserstoff, Schwefeldioxid, Ozon	0,01 %
	<hr/>
	100,00 %

In der Atmosphäre ist außerdem noch der in seiner Menge stark schwankende *Wasserdampf* (0 bis 4 Volumenprozent) enthalten. Er spielt für die Gestaltung der Wettererscheinungen eine ganz besondere Rolle. Für die Existenz des Lebens auf der Erde sind die in verhältnismäßig geringer Menge vorkommenden Gase Kohlendioxid und Ozon von großer Bedeutung.

Das Kohlendioxid bildet zusammen mit dem Wasserdampf einen Wärmeschutz, dessen Wirkungsweise später näher besprochen wird. Ohne diesen Wärmeschutz würden auf der Erde, ähnlich wie auf dem Mond, sehr starke tägliche Temperaturschwankungen vorherrschen.

Das Ozon absorbiert den Hauptanteil der ultravioletten Sonnenstrahlung, die sonst zur Zerstörung organischen Lebens führen würde. Die beiden genannten Gase ermöglichen überhaupt erst, daß auf der Erde organisches Leben existieren kann. Außer den Gasen sind in der Atmosphäre in sehr veränderlicher Zahl feste und flüssige Teilchen vorhanden, die für viele Vorgänge, insbesondere für die Bildung von Wolken, sehr wichtig sind. In großer Konzentration können sie für den Menschen gefährlich werden. Die Luft mit den darin enthaltenen Teilchen wird als *Aerosol* bezeichnet.

## Vertikaler Aufbau der Atmosphäre

### *Änderung der Zusammensetzung der Luft mit der Höhe*

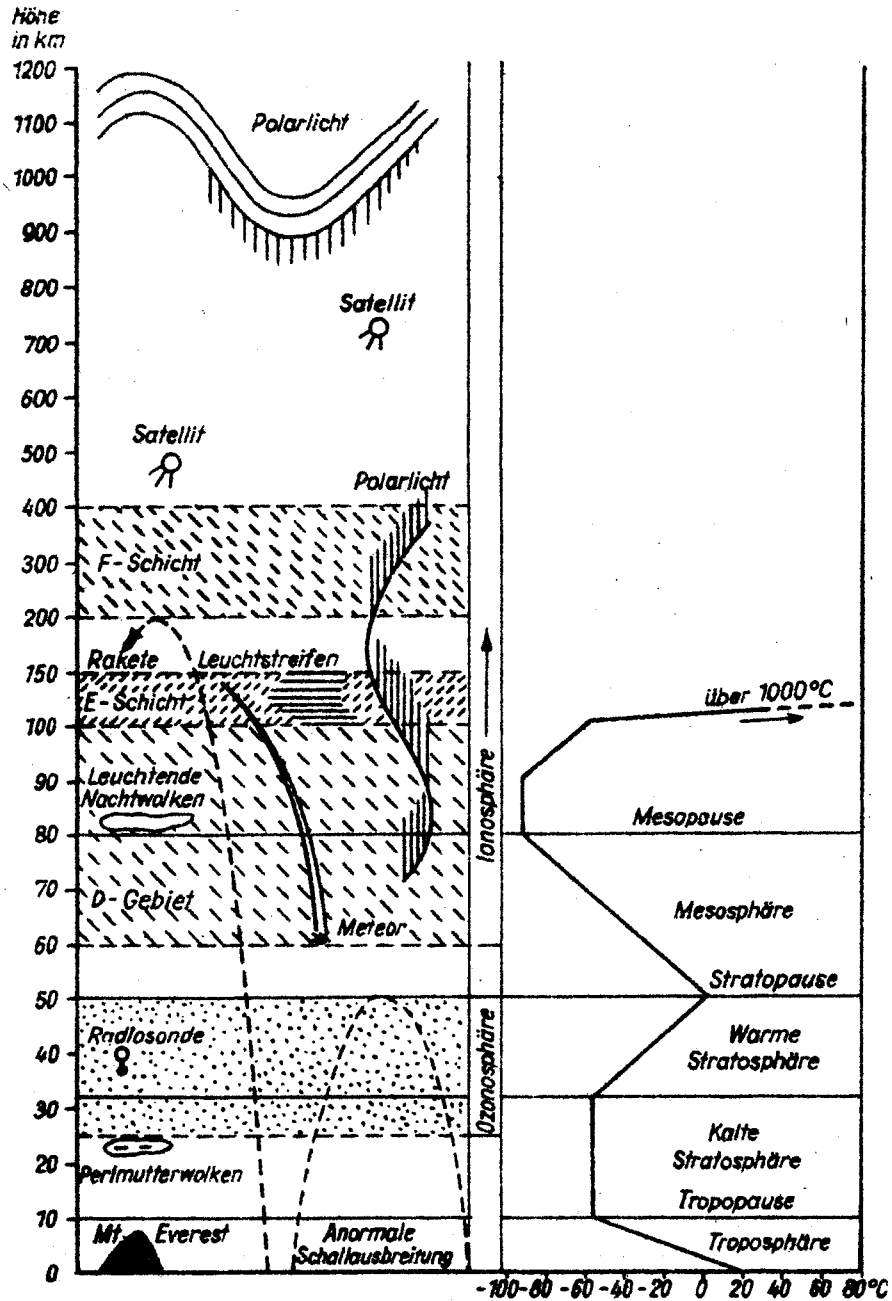
Wegen der ständig wechselnden Luftströmungen und der damit verbundenen Durchmischung ist die Zusammensetzung der Luft bis in größere Höhen gleich. Oberhalb 100 bis 150 km bestände nach theoretischen Erwägungen die Möglichkeit, daß der Anteil der schweren Gase nach oben hin schneller abnimmt als der der leichteren. Dementsprechende Annahmen einer Helium- und darüber einer Wasserstoffosphäre wurden jedoch nicht bestätigt. Alle verfügbaren Messungen weisen darauf hin, daß in der gesamten Atmosphäre Stickstoff und Sauerstoff die vorherrschenden Gase sind.

### *Abnahme der Dichte mit der Höhe und Grenze der Atmosphäre*

Da infolge der Schwerkraft die oberen Luftschichten auf die darunterliegenden einen Druck ausüben, sie also zusammenpressen, nimmt die Dichte der Luft mit zunehmender Höhe ab. Die Dichteabnahme erfolgt in den unteren Schichten rasch und dann wesentlich langsamer. In der Schicht von 0 bis etwa 5500 m befindet sich bereits die Hälfte, zwischen 0 und 36 000 m sogar 99<sup>0</sup>/<sub>10</sub> der Gesamtmasse der Atmosphäre. Die Zahl der Gasmoleküle je Kubikzentimeter bietet ein anschauliches Maß für die Dichteabnahme mit der Höhe. Für den Fall einer völlig durchmischten Atmosphäre hat *Bartels* 1928 folgende Zahlen von Molekülen in 1 cm<sup>3</sup> errechnet:

## 2. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

Höhe (km)	0	50	90	130	250	500
Moleküle je 1 cm <sup>3</sup>	$27 \cdot 10^{18}$	$3,5 \cdot 10^{16}$	$3 \cdot 10^{14}$	$3 \cdot 10^{12}$	$3 \cdot 10^6$	$(3 \cdot 10^{-6})$



### Stockwerkgliederung der Atmosphäre

Die Erforschung der Atmosphäre hat gezeigt, daß sich verschiedene Eigenschaften, vor allem die Temperatur, mit der Höhe nicht stetig in gleicher Weise, sondern teilweise sprunghaft ändern. Nach dem Verhalten der Temperatur kann man eine Einteilung der Atmosphäre in verschiedene Schichten vornehmen

Die unterste Schicht, in der sich in der Hauptsache die sichtbaren Wettererscheinungen abspielen, wird *Troposphäre* genannt. Sie ist gekennzeichnet durch eine Abnahme der Temperatur mit zunehmender Höhe, die sehr unterschiedliche Werte annehmen kann und im Mittel 0,65 grd 100 m beträgt. In der Troposphäre ist die Hauptmenge des in der Atmosphäre vorhandenen Wasserdampfes enthalten.

### 3. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

Innerhalb der Troposphäre läßt sich eine unterste Schicht abgrenzen, in der der Einfluß der Erdoberfläche besondere Eigenschaften hervorruft. Da die Reibungskräfte in den untersten 1500 m auf den Wind wirken, spricht man von einer bis zu dieser Höhe reichenden *Reibungsschicht*. Die Schicht bis zur Obergrenze der hauptsächlichlichen Dunstmassen bzw. bis zur Hauptschichtwolkendecke - 1 bis 2,5 km - wird als *Grundsicht* bezeichnet. In der untersten Schicht treten häufig Temperaturzunahmen nach oben hin, sogenannte *Inversionen*, mit scharf ausgeprägten Dunstobergrenzen auf. Die obere Begrenzung der Grundsicht hat den Namen *Pelopause* erhalten.

Die Obergrenze der Troposphäre, welche in den mittleren Breiten größtenteils durch den Übergang von der Temperaturabnahme zu einem Gleichbleiben der Temperatur, einer sogenannten Isothermie, oder zu einer vorübergehenden Temperaturzunahme gekennzeichnet ist, wird *Tropopause* genannt. Sie ist aber häufig keine scharfe Trennungsschicht, sondern eher eine aus mehreren Teilschichten bestehende Übergangsschicht. Man sagt dann, die Tropopause hat eine blättrige Struktur.

Die Höhenlage der Tropopause ist nicht überall gleich. Sie liegt am Äquator etwa in 17 km und an den Polen etwa in 9 km Höhe. Das sind aber nur mittlere Werte: denn die Höhe der Tropopause ist mit den Jahreszeiten veränderlich. Kurzfristige Höhenänderungen, die mehrere Kilometer betragen können, werden vor allem in den mittleren Breiten durch Tief- und Hochdruckgebiete und die damit verbundenen Luftmassentransporte hervorgerufen. Es ist auch nicht so, daß die Höhenlage der Tropopause vom Äquator zu den Polen hin stetig abnimmt. Sie ändert sich vielmehr, besonders zwischen 30 bis 40° Breite, häufig sprunghaft, d. h., sie zeigt Verwerfungen.

Weil die Temperaturabnahme am Äquator am höchsten hinaufreicht, herrschen dort an der Tropopause und damit auch in der darüberliegenden isothermen Schicht, die ein Teil des nächsten Stockwerkes der Atmosphäre, der *Stratosphäre*, ist, wesentlich tiefere Temperaturen als über den Polen. Sie betragen am Äquator - 70 °C bis - 80 °C, an den Polen im Sommer etwa - 40 °C und im Winter - 60 °C. Man sieht also zunächst einmal, daß die tiefsten Temperaturen im oberen Teil der Troposphäre nicht an den Polen, sondern am Äquator vorkommen. Außerdem erkennt man, daß über der warmen Troposphäre am Äquator eine kalte Stratosphäre und über der kalten Troposphäre an den Polen eine verhältnismäßig warme Stratosphäre liegt. Diese Gesetzmäßigkeit gilt auch in der verallgemeinerten Form, daß über einer relativ warmen Troposphäre eine relativ kalte Stratosphäre liegt und umgekehrt. Sie ist der Inhalt des sogenannten Kompensationsprinzips, das sich insbesondere auch auf die kurzfristigen troposphärischen Temperaturänderungen in den mittleren Breiten anwenden läßt.

Die oberhalb der Tropopause beginnende Schicht mit gleichbleibender Temperatur, für die im Mittel - 56,5 °C angenommen werden kann, bezeichnet man als *untere (kalte) Stratosphäre*. Sie erstreckt sich bis zu einer Höhe von 30 bis 35 km. Oberhalb 30 bis 35 km Höhe nimmt die Temperatur stark zu, und zwar bis zu einer Höhe von 50 km, wo Werte um 0 °C erreicht werden. Diese Schicht mit Temperaturzunahme ist die *obere (warme) Stratosphäre*.

Die starke Erwärmung in der oberen Stratosphäre wird durch das in dieser Schicht vorhandene *Ozon* verursacht. Das Ozon absorbiert fast den gesamten kurzwelligen Teil der Sonnenstrahlung, nimmt ihre Energie auf und erwärmt sich dadurch. Obwohl der Ozongehalt in etwa 25 km Höhe am größten ist und bis 50 km Höhe auf fast Null abnimmt, ist die Erwärmung nicht in 25 km am größten, sondern in 50 km, weil von der dort vorhandenen relativ geringen Ozonmenge schon der überwiegende Teil der Ultraviolettstrahlung aufgefangen wird. Die Schicht, in der Ozon vorkommt, wird *Ozonosphäre* genannt.

Von der Obergrenze der Stratosphäre, der *Stratopause*, nimmt die Temperatur mit zunehmender Höhe wieder stark ab und erreicht in 80 km Höhe im Mittel etwa - 90 °C. Diese Schicht starker Temperaturabnahme hat den Namen *Mesosphäre* und ihre Obergrenze den Namen *Mesopause* erhalten.

Die nächste Schicht der Atmosphäre, die *Thermosphäre*, beginnt bei 80 km Höhe und reicht bis an die Grenze der Atmosphäre. Ihr nicht fest begrenzter oberer Teil, in dem der allmähliche Übergang zum interplanetaren Raum stattfindet, wird als *Exosphäre* bezeichnet.

#### 4. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### 2. Atmosphärische Optik

#### EINLEITUNG

Die Optik der Atmosphäre befaßt sich mit den optischen Vorgängen in der Atmosphäre und ihren Auswirkungen. Die Atmosphäre ist das Arbeitsgebiet der Meteorologie. Daher ist es auch üblich, von der "Meteorologischen Optik" zu sprechen.

Die Optik der Atmosphäre umfaßt sowohl die auffälligen und nicht alltäglichen Leuchtphänomene am Himmel, wie Regenbogen, Halos, Kränze, als auch die gewohnten und daher kaum noch beachteten Erscheinungen, wie etwa das Blau des Himmels und die allmähliche Helligkeitsänderung während der Dämmerung. Zum Gebiet der meteorologischen Optik rechnet man aber nicht das Eigenleuchten höherer Atmosphärenschichten, wie z.B. die Polarlichter.

Da nicht die Energieumsetzungen betrachtet werden, die bei der Entstehung oder bei der Vernichtung von Licht in der Atmosphäre vorkommen, sind keinerlei quantentheoretische Überlegungen erforderlich, sondern es genügen die Vorstellungen der geometrischen Optik, der Wellenoptik und der elektromagnetischen Lichttheorie.

Licht ist diejenige Energieform, die mit dem Auge wahrgenommen werden kann. Das Licht breitet sich als elektromagnetische Welle im Raum aus. Der Wellenbereich der elektromagnetischen Strahlung erstreckt sich über Wellenlängen von weniger als 1 Billionstel Zentimeter bis zu einigen hundert Kilometern. Aber nur die Strahlung in dem schmalen Gebiet etwa zwischen 400 und 750 Millionstel Millimeter Wellenlänge vermag so auf die Sinnesorgane der Netzhaut des menschlichen Auges einzuwirken, daß eine Sinnesempfindung hervorgerufen wird. Oft bezeichnet man auch die unsichtbare infrarote und ultraviolette Strahlung noch als Licht, da die für das sichtbare Licht gültigen Gesetzmäßigkeiten auch in diesen beiden anschließenden Spektralbereichen gelten. Hier soll nur vom Licht im engeren Sinne die Rede sein. Das Verhalten der Atmosphäre und die Erscheinungen sind aber für andere elektromagnetische Wellen (Ultraviolett- und Infrarotstrahlung, Funkwellen) in vielen Fällen dieselben.

Das Licht pflanzt sich im Vakuum mit einer Geschwindigkeit  $c_0$  von rund 300 000 km/s-1 fort. Es könnte in einer Sekunde fast achtmal um die Erde laufen. Im stoffgefüllten Raum ist die Lichtgeschwindigkeit  $c$  kleiner und hängt vom Brechungsindex  $m$  des Materials ab:

$$c = \frac{c_0}{m}$$

## 5. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### FARBMETRIK

Die Atmosphäre erzeugt durch ihre wechselnden optischen Eigenschaften mannigfaltige Farberscheinungen. Es besteht daher das Bedürfnis, die Farben durch Maßzahlen, die der Farbempfindung des Menschen angepaßt sind, zu beschreiben. Dies ist die Aufgabe der Farbmatrik. Soweit es für die Anwendung ihrer Methoden auf atmosphärisch-optische Probleme erforderlich ist, sollen ihre Grundzüge hier behandelt werden.

Eine Farbempfindung wird ausgelöst durch einen Reiz. Er besteht aus der auf das Auge einwirkenden Strahlung. Die Strahlungseinwirkung und damit die Reizung ist also ein rein physikalischer Vorgang. Der Reiz wird nun im Körper des Menschen, im Auge beginnend, übertragen. Diese Reizübertragung stellt einen physiologischen Vorgang dar. Am Ziel der Übertragungstrecke, in einem Teil des Gehirns, wird der übertragene Reiz zu einer Empfindung oder einer Wahrnehmung verarbeitet. Das ist in der Hauptsache ein psychologischer Vorgang.

Bei Farbwahrnehmungen mit dem Auge sind also nicht nur physikalische, sondern auch physiologische und psychologische Faktoren maßgebend.

### UNSER HIMMELSGEWÖLBE

Wenn der unvoreingenommene Beobachter den Himmel betrachtet, so hat er den Eindruck, als wölbe sich über ihm eine Kuppel. Bezeichnungen wie "Himmelsgewölbe", "Himmelsdom", "Himmelsschale" bringen das zum Ausdruck. Beim blauen, wolkenfreien Himmel ist die Erscheinung am deutlichsten.

Blickt man nur eine bestimmte Stelle des blauen Himmels an, so scheint dieser Teil eine Fläche zu sein, die senkrecht zur Blickrichtung liegt. Die Zenitgegend erscheint daher als waagerechte Fläche, und am Horizont glaubt man, eine senkrechte Himmelsfläche zu sehen. Danach hätte das Himmelsgewölbe die Form einer Halbkugel.

### Fehlschätzung von Höhenwinkeln.

Wenn man im Freien Höhenwinkel schätzt, etwa die Winkelhöhe eines Flugzeuges, einer Wolke oder eines Sterns, dann nimmt man unwillkürlich den Bogen Zenit-Horizont zu Hilfe, taxiert auf ihm den entsprechenden Bruchteil des ganzen Bogens ab und schließt daraus auf den Winkel. Es ist deshalb verständlich, daß man zu Fehlschätzungen kommt. Die Höhe des Halbierungspunktes schätzt man auf 45°, während er wesentlich tiefer liegt. Allgemein wird am Himmelsgewölbe jeder Höhenwinkel zu groß geschätzt.



## 6. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### PHYSIKALISCHE GESETZE DER LICHTBRECHUNG

Im homogenen Medium breitet sich das Licht geradlinig aus. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit  $c$  der Lichtenergie ist abhängig vom Medium. Beim Übertritt in ein Medium anderer Lichtgeschwindigkeit ändert ein Lichtstrahl mit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit im allgemeinen auch seine Richtung. Diese als Brechung oder Refraktion bezeichnete Erscheinung wird für isotrope Stoffe durch das Brechungsgesetz von Snellius beschrieben. Sind  $a_1$  bzw.  $a_2$  die Einfallswinkel im Medium 1 bzw. 2 und  $c_1, c_2$  die zugehörigen Lichtgeschwindigkeiten, so gilt

$$\frac{\sin a_1}{\sin a_2} = \frac{c_1}{c_2} = \frac{m_2}{m_1}$$

Einfallender Strahl, Einfallslot und gebrochener Strahl liegen in einer Ebene. Mit obiger Gleichung wird zugleich der absolute Brechungsindex  $m$  (auch als Brechungszahl, Brechzahl, Brechungsverhältnis, Brechungsexponent bezeichnet) eingeführt. Definitionsgemäß ist  $m$  für das Vakuum gleich 1. Mit Hilfe dieses Brechungsgesetzes läßt sich bei bekannten Brechungsindizes jeder beliebige Strahlengang berechnen.

### Die Krümmung der Lichtstrahlen in der Atmosphäre

Ein Lichtstrahl, der von einer außerirdischen Lichtquelle aus der Richtung  $L$  kommt, wird nach Eintritt in die Atmosphäre immer mehr zur Erdoberfläche hin abgebogen und schließlich den Beobachter bei  $B$  erreicht, während er außerhalb der Atmosphäre auf den Punkt  $A$  gerichtet war. Der Beobachter in  $B$  vermutet die Lichtquelle in  $L$ , da der Lichtstrahl bei ihm aus dieser Richtung einfällt. Umgekehrt würde ein von  $B$  in Richtung auf  $L$  abgehender Lichtstrahl beim Austritt in der Atmosphäre die Richtung nach  $L$  haben.

Um diese Strahlenkrümmung in der Atmosphäre genauer beschreiben zu können, geht man von folgender, vereinfachender Vorstellung aus: Die Atmosphäre bestehe aus konzentrischen, die Erdkugel umschließenden Kugelschalen, deren jede durch eine bestimmte Dichte und damit durch einen bestimmten Brechungsindex gekennzeichnet ist.

### Die astronomische Refraktion

Besonders interessiert die gesamte Richtungsänderung, die ein Lichtstrahl beim Durchgang durch die Atmosphäre erleidet. Dieser Winkel führt die Bezeichnung astronomische Refraktion (s. 7. Fortsetzung).

REFRAKTION NACH BESSEL

a) Mittlere Strahlenbrechung ( $z = 0^\circ$  bis  $85^\circ$ )  
 gültig für einen Barometerstand von 760 mm und  $+10^\circ \text{ C}$  Lufttemperatur  
 Argument: Direkt gemessene scheinbare Zenitdistanz  $z'$  oder Höhe  $h'$

$z'$	Refr.	$h'$	$z'$	Refr.	$h'$	Refr.	$h'$
$0^\circ$	0' 0"	90	65.0	2' 4"	25.0	3' 34"	15.0
10	0 10	80	65.5	2 7	24.5	3 41	14.5
20	0 21	70	66.0	2 10	24.0	3 49	14.0
30	0 34	60	66.5	2 13	23.5	3 58	13.5
40	0 49	50	67.0	2 16	23.0	4 7	13.0
50	1 9	40	67.5	2 20	22.5	4 17	12.5
51	1 12	39	68.0	2 23	22.0	4 27	12.0
52	1 14	38	68.5	2 27	21.5	4 39	11.5
53	1 17	37	69.0	2 31	21.0	4 51	11.0
54	1 20	36	69.5	2 35	20.5	5 4	10.5
55	1 23	35	70.0	2 39	20.0	5 19	10.0
56	1 26	34	70.5	2 43	19.5	5 35	9.5
57	1 29	33	71.0	2 48	19.0	5 52	9.0
58	1 33	32	71.5	2 52	18.5	6 12	8.5
59	1 37	31	72.0	2 57	18.0	6 33	8.0
60	1 41	30	72.5	3 2	17.5	6 57	7.5
61	1 45	29	73.0	3 8	17.0	7 24	7.0
62	1 49	28	73.5	3 14	16.5	7 54	6.5
63	1 54	27	74.0	3 20	16.0	8 28	6.0
64	1 59	26	74.5	3 27	15.5	9 7	5.5
65	2 4	25	75.0	3 34	15.0	9 52	5.0

b) Mittlere Strahlenbrechung ( $z = 84^\circ$  bis  $90^\circ$ )

$z'$	Refr.	$h'$	$z'$	Refr.	$h'$
$84^\circ 0'$	8' 28"	60 0'	86° 0'	11' 45"	4° 0'
84 20	8 53	5 40	86 20	12 30	3 40
84 40	9 21	5 20	86 40	13 22	3 20
85 0	9 52	5 0	87 0	14 22	3 0
85 20	10 26	4 40	87 20	15 31	2 40
85 40	11 4	4 20	87 40	16 49	2 20
86 0	11 45	4 0	88 0	18 18	2 0

c) Korrektur für Lufttemperatur  
 Argument: Mittlere Refraktion  $R$  und Temperatur  $T$

$R$	$T$	- 30°	- 25°	- 20°	- 15°	- 10°	- 5°	0°
1'		+ 10"	+ 8"	+ 7"	+ 6"	+ 5"	+ 3"	+ 2"
2		+ 20	+ 17	+ 14	+ 12	+ 9	+ 7	+ 4
3		+ 30	+ 26	+ 22	+ 18	+ 14	+ 10	+ 7
4		+ 40	+ 35	+ 29	+ 24	+ 19	+ 14	+ 9
5		+ 51	+ 44	+ 37	+ 30	+ 24	+ 17	+ 11
6		+ 62	+ 53	+ 45	+ 37	+ 29	+ 21	+ 14
7		+ 74	+ 63	+ 53	+ 43	+ 34	+ 25	+ 16
8		+ 86	+ 74	+ 62	+ 50	+ 40	+ 29	+ 19
9		+ 99	+ 84	+ 71	+ 58	+ 45	+ 33	+ 22
10		+ 112	+ 96	+ 80	+ 65	+ 51	+ 38	+ 25
$R$	$T$	+ 30°	+ 25°	+ 20°	+ 15°	+ 10°	+ 5°	0°
1'		- 4"	- 3"	- 2"	- 1"	0"	+ 1"	+ 2"
2		- 8	- 6	- 4	- 2	0	+ 2	+ 4
3		- 12	- 9	- 6	- 3	0	+ 3	+ 7
4		- 16	- 12	- 8	- 4	0	+ 4	+ 9
5		- 20	- 16	- 11	- 5	0	+ 6	+ 11
6		- 25	- 19	- 13	- 7	0	+ 7	+ 14
7		- 29	- 22	- 15	- 8	0	+ 8	+ 16
8		- 34	- 26	- 18	- 9	0	+ 9	+ 19
9		- 39	- 30	- 20	- 10	0	+ 11	+ 22
10		- 44	- 34	- 23	- 12	0	+ 12	+ 25

d) Korrektur für Barometerstand  
 Argument:  $R =$  Mittl. Refrakt. + Temperaturkorr. und Barometerstand  $B$   
 auf  $0^\circ \text{ C}$  red.

$R$	$B$	500 mm	550 mm	600 mm	650 mm	700 mm	750 mm	800 mm	$B$	$R$
1'		- 0' 21"	- 0' 17"	- 0' 13"	- 0' 9"	- 0' 5"	- 0' 1"	+ 0' 3"	1'	
2		- 0 41	- 0 33	- 0 25	- 0 17	- 0 9	- 0 2	+ 0 6	2	
3		- 1 2	- 0 50	- 0 38	- 0 26	- 0 14	- 0 2	+ 0 10	3	
4		- 1 22	- 1 6	- 0 51	- 0 35	- 0 19	- 0 3	+ 0 13	4	
5		- 1 43	- 1 23	- 1 3	- 0 44	- 0 24	- 0 4	+ 0 16	5	
6		- 2 4	- 1 40	- 1 16	- 0 52	- 0 29	- 0 5	+ 0 19	6	
7		- 2 25	- 1 57	- 1 29	- 1 1	- 0 33	- 0 6	+ 0 23	7	
8		- 2 45	- 2 14	- 1 42	- 1 10	- 0 38	- 0 6	+ 0 26	8	
9		- 3 6	- 2 31	- 1 55	- 1 19	- 0 43	- 0 7	+ 0 29	9	
10		- 3 27	- 2 48	- 2 8	- 1 28	- 0 48	- 0 8	+ 0 32	10	

Die Tabellen stammen aus K. Graff, Grundriß der geographischen Ortsbestimmung, W. de Gruyter, Berlin 1941.  
 Die Formel wurde dem Skriptum "Astronomische Ortsbestimmung" von o. Univ.-Prof. DI. Dr. K. Bretterbauer, TU Wien, entnommen.

$$\text{Refr} = (60,27'' \cdot \tan z' - 0,076'' \cdot \tan^3 z') \cdot \frac{p}{T} \cdot \frac{p}{1013}$$

# 8. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

DÄMMERUNGSDAUER: Bürgerliche Dämmerung (Civil Twilight) bis/ab Sonnenhöhe - 6°  
 Nautische Dämmerung (Nautical Twilight) " -12°  
 Astronomische Dämmerung (Astronomical Twilight) " -18°

## LATITUDE 48°

Day	JANUARY				FEBRUARY				MARCH				APRIL				MAY				JUNE											
	Twilight			Day-light	Twilight			Day-light	Twilight			Day-light	Twilight			Day-light	Twilight			Day-light	Twilight			Day-light								
	Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.	
1	036	116	153	0827	033	111	147	0932	031	107	143	1102	032	109	149	1251	035	119	210	1431	040	134	234	1546								
3	036	115	153	0829	033	110	147	0937	031	107	143	1109	032	110	150	1258	035	120	212	1437	040	135	257	1549								
5	036	115	153	0832	033	110	146	0943	031	107	143	1116	032	110	151	1305	036	121	214	1442	040	136	301	1552								
7	036	115	153	0835	033	110	146	0949	031	107	143	1123	032	111	152	1311	036	122	216	1448	041	137	305	1554								
9	036	115	152	0838	033	109	145	0956	031	107	144	1130	032	111	153	1318	036	123	219	1454	041	137	308	1557								
11	035	114	152	0841	032	109	145	1002	031	107	144	1137	032	112	154	1325	036	124	221	1500	041	138	311	1559								
13	035	114	151	0844	032	109	145	1009	031	107	144	1144	033	112	155	1332	037	125	224	1505	041	138	314	1600								
15	035	114	151	0849	032	108	144	1015	031	107	144	1151	033	113	156	1339	037	126	227	1510	041	139	316	1601								
17	035	113	151	0853	032	108	144	1021	031	107	145	1158	033	113	158	1346	038	127	229	1515	041	139	318	1602								
19	035	113	150	0858	032	108	144	1029	031	107	145	1205	033	114	159	1352	038	128	232	1520	041	139	319	1603								
21	034	113	150	0902	032	108	144	1035	031	108	145	1212	034	115	201	1359	038	129	234	1524	041	139	319	1603								
23	034	112	149	0907	032	108	144	1042	031	108	146	1219	034	115	202	1405	039	130	239	1530	041	139	318	1602								
25	034	112	149	0912	031	107	143	1049	031	108	146	1227	034	116	204	1411	039	131	242	1533	041	139	317	1603								
27	034	112	148	0918	031	107	143	1056	031	108	147	1234	034	117	206	1418	039	132	245	1537	041	138	315	1602								
29	034	111	148	0923	031	107	143	1102	031	109	148	1240	035	118	208	1424	040	133	249	1541	041	138	313	1600								
31	033	111	147	0929	...	...	...	...	032	109	149	1247	...	...	...	...	040	134	252	1544	...	...	...	...								

Day	JULY				AUGUST				SEPTEMBER				OCTOBER				NOVEMBER				DECEMBER											
	Twilight			Day-light	Twilight			Day-light	Twilight			Day-light	Twilight			Day-light	Twilight			Day-light	Twilight			Day-light								
	Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.		Civ.	Nt.	Ast.	
1	041	138	309	1559	036	123	221	1500	032	111	153	1325	031	107	144	1141	033	109	145	0957	036	114	152	0840								
3	041	137	306	1557	036	122	218	1455	032	111	152	1318	031	107	143	1135	033	109	146	0951	036	115	152	0837								
5	041	136	303	1555	036	121	216	1449	032	110	151	1311	031	107	143	1128	033	110	146	0945	036	115	153	0835								
7	040	136	300	1553	035	120	213	1444	032	110	150	1304	031	107	143	1121	033	110	146	0939	036	115	153	0831								
9	040	135	296	1550	035	119	211	1438	032	109	149	1257	031	107	143	1114	033	111	147	0933	036	115	153	0829								
11	040	134	293	1546	035	119	209	1432	031	109	148	1250	031	107	143	1107	033	111	147	0928	036	116	153	0827								
13	040	133	289	1543	035	118	207	1425	031	109	148	1243	031	107	143	1100	034	111	148	0922	036	116	154	0826								
15	039	132	286	1540	034	117	205	1420	031	108	147	1236	031	107	143	1053	034	112	148	0917	036	116	154	0824								
17	039	131	283	1536	034	116	204	1413	031	108	146	1230	031	107	143	1046	034	112	149	0912	036	116	154	0823								
19	039	130	279	1532	034	115	202	1407	031	108	146	1223	032	107	143	1040	034	112	149	0906	037	116	154	0822								
21	038	129	276	1528	033	115	200	1401	031	108	145	1216	032	108	144	1033	034	113	150	0902	037	116	154	0822								
23	038	128	273	1523	033	114	199	1394	031	107	145	1208	032	108	144	1026	035	113	150	0857	036	116	154	0822								
25	038	127	270	1518	033	113	197	1387	031	107	144	1202	032	108	144	1020	035	113	151	0852	036	116	154	0822								
27	037	126	267	1514	033	113	196	1381	031	107	144	1155	032	108	144	1013	035	114	151	0849	036	116	154	0824								
29	037	125	264	1508	032	112	195	1375	031	107	144	1148	032	109	145	1007	035	114	151	0844	036	116	154	0824								
31	037	124	262	1504	032	111	194	1378	...	...	...	...	032	109	145	1001	...	...	...	...	036	116	154	0826								

Z'	Mittlere Extinktion (Luftdruck 760 mm, Temperatur 0°)		Z'	E
	Z'	E		
0°	0.90	0.90	80°	0.90
5	0.92	0.92	80°	0.92
10	0.94	0.94	80°	0.94
15	0.96	0.96	80°	0.96
20	0.98	0.98	80°	0.98
25	1.01	1.01	80°	1.01
30	1.04	1.04	80°	1.04
35	1.07	1.07	80°	1.07
40	1.09	1.09	80°	1.09
45	1.12	1.12	80°	1.12
50	1.15	1.15	80°	1.15
51	1.16	1.16	80°	1.16
52	1.17	1.17	80°	1.17
53	1.18	1.18	80°	1.18
54	1.19	1.19	80°	1.19
55	1.20	1.20	80°	1.20
56	1.21	1.21	80°	1.21
57	1.22	1.22	80°	1.22
58	1.23	1.23	80°	1.23
59	1.24	1.24	80°	1.24
60	1.25	1.25	80°	1.25
61	1.26	1.26	80°	1.26
62	1.27	1.27	80°	1.27
63	1.28	1.28	80°	1.28
64	1.29	1.29	80°	1.29
65	1.30	1.30	80°	1.30
66	1.31	1.31	80°	1.31
67	1.32	1.32	80°	1.32
68	1.33	1.33	80°	1.33
69	1.34	1.34	80°	1.34
70	1.35	1.35	80°	1.35
71	1.36	1.36	80°	1.36
72	1.37	1.37	80°	1.37
73	1.38	1.38	80°	1.38
74	1.39	1.39	80°	1.39
75	1.40	1.40	80°	1.40
76	1.41	1.41	80°	1.41
77	1.42	1.42	80°	1.42
78	1.43	1.43	80°	1.43
79	1.44	1.44	80°	1.44
80	1.45	1.45	80°	1.45

Dämmerung aus "Tables of Sunrise, Sunset, and Twilight", Suppl. AENA 1946, USNAO, Washington  
 Extinktion aus R. Henseling, "Astronomisches Handbuch", Franckh-Verlag, Stuttgart 1925.

## 9. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

Die astronomische Refraktion spielt, wie ihr Name schon andeutet, bei astronomischen Beobachtungen eine Rolle, denn es ist der Winkel, um den sich der wirkliche Höhenwinkel vom beobachteten, scheinbaren Höhenwinkel unterscheidet.

Der Betrag der astronomischen Refraktion richtet sich also nach der Vertikalverteilung des Brechungsindex und nach der Strahlineigung. Die astronomische Refraktion ist nur dann Null, d.h. der Lichtstrahl ändert seine Richtung nicht, wenn er senkrecht verläuft. Die Richtungsänderung (astronomische Refraktion) ist für flach einfallende Strahlen stärker als für steil einfallende.

Für praktische Anwendungen, bei denen diese Daten fast nie zur Verfügung stehen, genügt es im allgemeinen, mit Werten der astronomischen Refraktion zu arbeiten, die für mittlere Druck- und Temperaturverhältnisse in der Atmosphäre des betreffenden Gebietes gelten. So gibt es eine ganze Reihe von Refraktionstabellen, die unter verschiedenen Annahmen über die vertikale Temperatur- und Druckverteilung berechnet wurden.

### Die Abplattung der Sonnen- und Mondscheibe

Die Sonne hat, von der Erde betrachtet, ohne Refraktionswirkung einen Winkeldurchmesser von rund  $1/2^\circ$ . Da die astronomische Refraktion für tiefer liegender Punkte stärker ist als für höher liegende, erscheint der untere Sonnenrand stärker gehoben als der obere. Der vertikale Durchmesser der Sonnenscheibe wird also durch die Refraktion verkürzt. Bei hohem Sonnenstand ist die Verkürzung unmerklich klein, da hier sich die astronomische Refraktion nur unbedeutend mit dem Höhenwinkel ändert. Bei Horizontstand aber entspricht einem Höhenwinkelunterschied von  $1/2^\circ$  schon ein Unterschied der astronomischen Refraktion von  $6'$ . Das bedeutet, daß der Sonnenoberrand um  $6'$  weniger gehoben erscheint als der Unterrand, die vertikale Achse der Sonnenscheibe wirkt also um  $1/5$  kürzer als die horizontale. Dasselbe trifft für den Mond zu, dessen Winkeldurchmesser fast genauso groß ist wie derjenige der Sonne. Diese Verzerrung des Sonnen- oder Mondbildes ist nicht mit der physiologisch-psychologisch bedingten scheinbaren Vergrößerung am Horizont zu verwechseln. Es handelt sich hier um eine physikalisch bedingte Erscheinung.

### LUFTSPIEGELUNGEN

Durch Luftspiegelungen wird eine Reihe eigenartiger Erscheinungen hervorgerufen, bei denen ein Gegenstand, meist ein fernes Sichtziel, mehrfach, zum Teil auch auf dem Kopf stehend gesehen wird. Einen einzigen Gegenstand gleichzeitig mehrfach zu sehen, bedeutet, daß es für die Lichtstrahlen, die vom Gegenstand ausgehen, mehrere Wege gibt, um ins Auge des Beobachters zu gelangen. Wie die Wege im einzelnen verlaufen, vermag der Beobachter nicht unmittelbar festzustellen.

## 10. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

Er bemerkt nur, aus welcher Richtung ein Lichtstrahl bei ihm eintrifft, d. h. er sieht den Gegenstand in dieser Richtung. Treffen die Lichtstrahlen von ein und demselben Gegenstand aus mehreren Richtungen ein, so sieht er den Gegenstand mehrfach.

Wenn von Spiegelung in der Luft die Rede ist, dann kann es sich nur um Totalreflexion handeln, Totalreflexion tritt bekanntlich bei einem Lichtstrahl nur dann auf, wenn er in einem Medium mit höherem Brechungsindex auf die Trennungsfäche gegen ein Medium mit geringerem Brechungsindex trifft und der Einfallswinkel größer ist als der Grenzwinkel der Totalreflexion.

Luftspiegelung nach unten wirkt auch maßgeblich mit, wenn die Sonnen- oder Mondscheibe beim Auf- oder Untergehen zu teilweise absonderlichen Formen verzerrt wird.

### SZINTILLATION

Betrachtet man in einer klaren Nacht den Sternenhimmel, so fällt auf, daß besonders die tiefstehenden Sterne nicht gleichmäßig zu leuchten scheinen, sondern daß ihr Licht unruhig flimmert und blinkt. Die Helligkeit schwankt unregelmäßig, und für den Bruchteil einer Sekunde kann sie auch Null werden, der Stern scheint für einen Augenblick verschwunden zu sein. Bei genauerer Beobachtung stellt man oft fest, daß die tiefstehenden Sterne zugleich in ständig wechselnden Farben aufleuchten und unruhig hin und her wackeln. Man sagt, die Sterne szintillieren (= wackeln).

Die Szintillationserscheinungen lassen sich zusammenfassend wie folgt ordnen:

Bei punktförmigen Lichtquellen:

1. Richtungsänderungen
2. Lichtstärkeänderungen
3. Farbänderungen
4. Fliegende Schatten

Bei ausgedehnten Gegenständen:

Schwankende Umrisse

Für die Stronomie bedeutet die Szintillation eine beträchtliche Arbeiterschwernis. So bestreicht beispielsweise das Fernrohrbild (Beugungsscheibchen) eines Fixsterns innerhalb weniger Sekunden eine Fläche, die, je nach dem Grade der Bildunruhe, das Zehn- bis Hundertfache des Bildes ausmacht. Das erfordert bei spektrografischen oder fotografischen Aufnahmen eine entsprechende Verlängerung der Belichtungszeiten und verursacht eine Verringerung der Bildgüte. Die Bildunruhe irdischer Ziele stört bei genauen Visierungen, die zu Meßzwecken vorgenommen werden, wie etwa in der Geodäsie.

## 11. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### HALOS

Als Halos bezeichnet man die optischen Erscheinungen, die durch Eiskristalle in der Atmosphäre und gelegentlich auch am Boden hervorgerufen werden. Es handelt sich um Lichterscheinungen, die vornehmlich durch Brechung oder Spiegelung, in seltenen Fällen durch Beugung an den Eiskristallen entstehen. Die Lichterscheinungen haben die Gestalt von Flecken oder Streifen, insbesondere von Ringen. Damit erklärt sich die aus dem Griechischen stammende Bezeichnung "Halo", welche die Bedeutung "Ring" hat. Zu den Haloerscheinungen zählt man aber nicht die farbigen Kränze, die unmittelbar Sonne, Mond oder helle Sterne umgeben. Wenn im folgenden nur von Halos gesprochen wird, die ihr Licht der Sonne verdanken, so geschieht das zur Vereinfachung. Es werden aber auch aus dem Licht des Mondes oder irdischer Lichtquellen die gleichen Halos wie bei Sonnenlicht gebildet.

Die meisten und schönsten Halos findet man bei dünner, gleichmäßiger Cirrostratus-Bewölkung. Aber auch in anderen Formen hoher Eiswolken (Cirrus) trifft man Halos an. Zuweilen verursachen auch am Boden liegende Reifkristalle Haloerscheinungen. Noch seltener können sie bei Schneetreiben in den vom Wind aufgewirbelten Schneekristallen gesehen werden. In polaren Klimagebieten kennt man noch Halos, die im Eisnebel auftreten.

Der häufigste Halo ist ein weißer Ring, meist mit rötlichem Innenrand, im Abstand von  $22^\circ$  um die Sonne, der sogenannte  $22^\circ$ -Ring oder der kleine oder gewöhnliche Ring.

Ein weiterer, konzentrischer Ring um die Sonne kann mit einem Halbmesser von  $46^\circ$  auftreten. Dieser  $46^\circ$ -Ring oder große Ring besitzt ebenfalls einen rötlichen Innensaum.

Bei der Erklärung der Entstehung der verschiedenen Halos sollen diese nach der Art ihrer Bildung unterschieden werden in Spiegelungshalos, Brechungshalos und Halos durch mehrmalige Spiegelung oder Brechung. Beugungshalos werden absichtlich nicht behandelt, da sie einerseits sehr selten sind und andererseits ebensogut als besondere Kranzerscheinungen aufgefaßt werden können.

### Lichtsäule

Die Lichtsäule, die als weiß leuchtender Streifen senkrecht durch die Sonne erscheint, tritt fast nur bei geringen Sonnenhöhen auf. Der oberhalb der Sonne gelegene Teil ist viel öfter zu sehen als der untere.

Die Lichtsäule entsteht durch Spiegelung der Sonne an den Grundflächen von Eisprismen, deren Hauptachsen um die senkrechte Gleichgewichtslage pendeln. Es kommt hierbei nicht auf die Bewegung des Pendelns an, sondern auf die Tatsache, daß die

## 12. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

Kristalle in Richtung und Phase völlig willkürlich pendeln, so daß an jedem Himmelsfleck jederzeit alle möglichen Pendellagen vorkommen. Dabei werden bestimmte Eiskristalle (in jedem Augenblick eine andere) so liegen, daß ihre oberen, oder ihre unteren Prismagrundflächen das auftreffende Sonnenlicht zu einem Beobachter hin spiegeln. Die Stellen des Himmelsgewölbes, von denen aus der reflektierte Lichtstrahl den Beobachter erreichen kann, erscheinen hell. Sie bilden scheinbar senkrecht stehende Streifen beiderseits der Sonne. Da die Lichtsäule bei niedrigen Sonnenhöhen auftritt, hat der Betrachter den Eindruck, die Lichterscheinung sei senkrecht, was die Bezeichnung "Lichtsäule" erklärt.

### Nebensonnen

Die Nebensonnen entstehen durch einen brechenden Winkel von  $60^\circ$ , wenn die Hauptachsen der Eiskristalle senkrecht stehen. Der einfachste Fall ist der, daß die Sonne am Horizont steht. Die Sonnenstrahlen verlaufen dann waagrecht und bilden mit den brechenden Kanten, die ja parallel zu den Hauptachsen sind, einen rechten Winkel. Die Ablenkung der Sonnenstrahlen bei der Brechung richtet sich nach dem Einfallswinkel auf die Prismafläche.

### REGENBOGEN

Die Regenbogen erscheinen als in den Spektralfarben leuchtende Teile von Kreisbogen. Sie scheinen über oder in der Landschaft zu stehen. Die Reinheit der Farben übt eine ästhetische Wirkung auf den Betrachter aus und hat die Bezeichnung "Regenbogenfarben" für die Spektralfarbenfolge aufkommen lassen.

Die Regenbogen zeigen sich auf einem Vorhang niedergehenden Regens, der von der Sonne beschienen wird und ihr gegenüber, d.h. vom Betrachter aus in entgegengesetzter Himmelsrichtung, liegt. Es läßt sich leicht feststellen, daß die Regenbogen auf konzentrischen Kreisen liegen, deren Mittelpunkt der Gegenpunkt der Sonne ist. Man unterscheidet den Hauptregenbogen, der den Sonnengegenpunkt in  $42^\circ$  Abstand, und den selteneren Nebenregenbogen, der ihn in  $51^\circ$  Abstand, umgibt.

Die größte Ausdehnung, nämlich die Form eines Halbkreises können beide Regenbogen erreichen, wenn die Sonne am Horizont steht. Bei zunehmender Sonnenhöhe sinken der Gegenpunkt und mit ihm die Bogen immer weiter unter den Horizont. Der Hauptregenbogen kann höchstens bis  $42^\circ$  Sonnenhöhe, der Nebenregenbogen bis  $51^\circ$  Sonnenhöhe gesehen werden. Stets ist vorausgesetzt, daß der Horizont des Beobachters in der durch ihn gehenden waagerechten Ebene liegt. Von beiden Bogen sind in den meisten Fällen nur Teile ausgebildet.

### 13. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

Beim Hauptregenbogen leigt Rot außen und Violett innen, beim Nebenregenbogen umgekehrt Violett außen und Rot innen. Beide Bogen kehren also einander ihre rote Seiten zu. Die übrigen Farben ordnen sich bei jedem Bogen in der Spektralfolge ein. Es kommt aber nicht selten vor, daß eine Spektralfarbe, meist Blau fehlt. Bei Vergleichen stellt man auch leicht fest, daß die Bogen recht verschieden sein können, indem die Breite der einzelnen Farben sowie auch die des ganzen Bogens von Mal zu Mal anders ausfällt.

Sowohl an den Hauptregenbogen als auch an den Nebenregenbogen schließen sich oft schwächer leuchtende Bogen an, die sekundären Regenbogen.

Die anschaulichste Erklärung für die Entstehung der Regenbogen ist die mit Hilfe der geometrischen und der Wellenoptik. Danach sind die wirksamen optischen Vorgänge bei der Ausbildung von Regenbogen: Brechung an der Grenzschicht zwischen Luft und Wassertropfen, Reflexion an der Tropfeninnenfläche und Interferenz der gebrochenen und reflektierten Lichtstrahlen. Diese Erklärung soll wegen ihrer Anschaulichkeit auch hier benutzt werden. In neuerer Zeit ist es gelungen, die Regenbogen auf der Grundlage der elektromagnetischen Wellentheorie in allgemeiner Form zu erklären.

#### KRÄNZE, GLORIEN

Unter bestimmten Bedingungen zeigt sich rund um die Sonne, um den Mond, seltener um helle Sterne, aber auch um irdische Lichtquellen ein System konzentrischer, farbiger Ringe, das man als Kranz oder Korona bezeichnet. Es sind damit nicht die ringförmigen Halos gemeint, die ja teilweise auch farbige Ränder aufweisen.

Schon nach der Größe lassen sich beide voneinander unterscheiden; die Kränze haben im allgemeinen nur Halbmesser von einigen Winkelgraden, während der kleinste ringförmige Halo mit einem Radius von  $22^\circ$  auftritt.

Das Gebiet innerhalb des Kranzes ist eine helle, bläulichweiß leuchtende Scheibe, die Aureole. Man bezeichnet sie auch als Hof und sagt, die Sonne oder der Mond haben einen Hof. Die Aureole schließt nach außen durch einen rotbraunen Rand ab. Sehr oft tritt die Aureole mit ihrem Rand allein auf.

Es sind Beugungserscheinungen an in der Luft schwebenden Teilchen, wie Wolken- oder Nebeltröpfchen, Eiskristallen, Staubteilchen. Auch hier müssen die Schwebeteilchen, als deren Gesamtwirkung ein Kranz zustande kommt, von gleicher Größe sein, und die farbigen Ringe haben um so größere Durchmesser, je kleiner die Teilchen sind. Der inneren weißen Kreisscheibe beim Versuch mit der behauchten Glasplatte entspricht die Aureole.



## 14. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### EXTINKTION, ABSORPTION; ZERSTREUUNG

Von einer Lichtquelle geht ein Lichtstrahl aus. Im absolut leeren Raum dringt er ungeschwächt vor. Im stoffgefüllten Raum hingegen, also auch in der Luft und insbesondere in der Atmosphäre, wird der Lichtstrahl bei seinem Fortschreiten immer mehr geschwächt. Diese Schwächung bezeichnet man als Extinktion (s. 8. Forts.).

Mit der extinguierten Lichtmenge geschieht im allgemeinen zweierlei: Ein Teil wird vom extinguierten Medium aufgenommen (Absorption), indem die Lichtenergie in eine andere Energieform, meist in Wärme, umgewandelt wird. Der andere Teil wird aus seiner Richtung abgelenkt und nach allen Seiten zerstreut (Zerstreuung oder auch Streuung). Für die weiteren Betrachtungen ist es belanglos, welchen Anteil an der Zerstreuung die Beugung, Brechung oder Reflexion haben. Man spricht auch von diffuser Streuung oder Diffusion.

Bei der Absorption interessiert lediglich die Menge des absorbierten Lichts. Das weitere Schicksal der absorbierten Lichtenergie ist für die Optik unwichtig. Bei der Streuung hingegen kommt es für die optischen Belange nicht nur auf die Menge der Lichtenergie an, die dem ursprünglichen Lichtstrahl durch Streuung verlorengeht, sondern auch noch auf die Verteilung des Streulichts auf die einzelnen Raumrichtungen. Es ist wichtig festzuhalten, daß unter Extinktion die Zusammenfassung der zwei Vorgänge Absorption und Streuung verstanden wird, welche die Schwächung eines primären Lichtstrahls bewirken. Die Erscheinungen der Extinktion und der Streuung des Lichts rufen den Eindruck der Trübung hervor. Man spricht daher auch statt vom extinguierten Medium vom trüben Medium. Die atmosphärische Luft stellt ein zeitlich und örtlich wechselnd trübes Medium dar.

Für viele meteorologisch-optische Betrachtungen ist es praktisch, zwei Bestandteile der atmosphärischen Luft zu unterscheiden: die ständig vorhandenen Moleküle der atmosphärischen Gase und die größeren, festen oder flüssigen Teilchen (Staub, Rauch, Tröpfchen, Kristalle), deren Menge und Art wechseln. Die Gesamtheit dieser übermolekularen Schwebeteilchen bezeichnet man als Aerosol.

### HIMMELSLICHT

Die Extinktion und die Zerstreuung des Lichts in der Atmosphäre sowie der Stand der Sonne und evtl. des Mondes bestimmen die Helligkeit des Himmels, ausgedrückt durch die Leuchtdichte oder die Beleuchtungsstärke.

## 15. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

Aber noch ein weiterer Faktor spielt eine Rolle: das Reflexionsvermögen der Erdoberfläche.

Durch Wolken werden die optischen Eigenschaften der Atmosphäre durchgreifend geändert. Die wichtigsten optischen Wirkungen der Wolken sind folgende:

1. Das Sonnenlicht und das Himmelslicht dringen infolge der großen Extinktion in der Wolke stark geschwächt oder überhaupt nur als Streulicht durch die Wolke hindurch. Bekanntlich kann bei genügend mächtiger oder dichter Bewölkung der Ort der darüberstehenden Sonne nicht mehr ausgemacht werden. So wird die Erkennbarkeit der Sonnenstelle in der meteorologischen Beobachtungspraxis als Unterscheidungsmerkmal zwischen dünnen und dichtem Altostratus (As translucidus und As opacus) benutzt. Die Absorption der Wolken ist im sichtbaren Spektralbereich so gering, daß sie gegenüber der Unsicherheit bei der Berechnung der Zerstreuung in der Wolke unberücksichtigt bleiben kann. Zum Beispiel verhält sich für Wolkentropfen die absorbierte Lichtmenge zur zerstreuten Lichtmenge wie  $1 : 10^5$ .
2. Je dichter eine Wolke ist, d.h. je mehr und je größere Wolkenelemente, Tröpfchen oder Kristalle, sie in der Volumenheit enthält, um so stärker zerstreut sie das Licht. Die Mehrfachstreuung, darunter versteht man die abermalige Zerstreuung von Streulicht, spielt eine große Rolle. In einer dichten Wolke dringt auf einen Beobachter, der sich in der Wolke genügend weit von ihrer Ober- und Untergrenze entfernt befindet, von allen Seiten die gleiche Lichtmenge ein. Diese Beobachtung kann man im Flugzeug machen. Nähert man sich in der Wolke ihrer Untergrenze, dann wird die Wolkenmasse unter dem Flugzeug scheinbar immer dunkler. Das geschieht in dem Maße, wie die Wolkenschicht, die Streulicht nach oben sendet, unter dem Flugzeug dünner wird. Die allseitig gleichmäßige Beleuchtung in Wolken kommt auch zum Ausdruck in der für den Beobachter meteorologischer Stationen bestimmten Beschreibung der mächtigsten Schichtwolkenart, des Nimbostratus, wo es heißt, diese Wolke rufe den Eidruck hervor, als sei sie "von innen her beleuchtet".
3. Die Albedo von Wolkenoberflächen beträgt 60 ... 90%. Das sind Werte, die denen einer Schneedecke gleichkommen. Das läßt auch schon der Augenschein erkennen, denn die von der Sonne angestrahlten Seiten hochaufschießender Cumuluswolken heben sich in strahlender Helle vom blauen Hintergrundhimmel ab, und beim Flug

## 16. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

über einer geschlossenen, sonnenbeschiene Wolkendecke oder auf einem Berg, der über die Wolkendecke ragt, glaubt man sich in eine Schneelandschaft versetzt. Die Himmelslichtverhältnisse in dem über der obersten geschlossenen Wolkenschicht gelegenen Teil der Atmosphäre entsprechen also denen bei wolkenfreiem Himmel über einer Schneedecke. Unterhalb der Wolken spielen infolge ihrer hohen Albedo Reflexionen von aufwärts gerichtetem Streulicht und von Erdbodenreflexlicht eine Rolle. Bei durchbrochener Bewölkung macht sich eine Beleuchtung der Erdoberfläche durch an den Wolkenseitenflächen diffus reflektiertes Sonnenlicht bemerkbar.

Im allgemeinen ist die Leuchtdichte des Zenits bei bedecktem Himmel größer als bei wolkenfreiem. Lediglich bei niedrigen Sonnenhöhen kann es umgekehrt sein. Die Wolkenart und ihre Mächtigkeit spielen dabei eine wichtige Rolle. Der bewölkte Horizont Himmel hingegen ist gewöhnlich dunkler als der wolkenfreie. Während am wolkenlosen Himmel die Leuchtdichte vom Zenit nach dem Horizont zunimmt, ist es beim bedeckten Himmel gerade umgekehrt.

### DÄMMERUNG

Nachdem die Sonne unter den Horizont gesunken ist, erreichen ihre Strahlen nicht mehr den Beobachter, aber noch die über ihm gelegene Atmosphäre. Je tiefer die Sonne sinkt, um so mehr gerät die Atmosphäre über dem Beobachter in den Schatten der Erde.

Man unterscheidet noch die bürgerliche Dämmerung, die dadurch definiert ist, daß man in ihr "gedruckte Schrift im Freien noch lesen kann". Dies ist bei wolkenlosem Himmel bis zu Sonnentiefen von 6 bis 8° möglich. Vielfach definiert man die bürgerliche Dämmerung durch eine Mindestglobalbeleuchtungsstärke von  $21x$ . Die bürgerliche Dämmerung dauert, von Sonnenuntergang an gerechnet, in 50° geografischer Breite bei klarem Himmel zu den Äquinoktien 35 Minuten (am Äquator 25 Minuten) und zum Sommersolstitium (22. Juni) 50 Minuten (am Äquator 25 Minuten).

Bei bedecktem Himmel endet die bürgerliche Dämmerung früher, und zwar bei Nebel 20 ... 35 Minuten früher, bei völlig bedecktem Himmel, je nach Wolkendicke, 15 ... 30 Minuten früher.

Dämmerungsverhältnisse für 48° geografischer Breite s. 8. Fortsetzung.

## 17. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### 3. Wetter und Prognose

#### WAS DEM WETTERBERICHT ZU ENTNEHMEN IST

"Der Hochdruckeinfluß nimmt im Alpenraum ab. Die Frontensysteme eines mächtigen Atlantiktiefs haben bereits auf Westeuropa übergegriffen und verlagern sich mit der aus West drehenden Strömung weiter ostwärts.

Die Wetteraussichten für unser Bundesgebiet für morgen: Anfangs heiter oder leicht wolkig: Im Laufe des Tages von West nach Ost zunehmende Bewölkung mit nachfolgend strichweisem Einsetzen von Niederschlägen. Winde aus Süd, später auf West drehend: bei Frontdurchgang stürmisch auffrischend. Frühtemperaturen: 5 bis 12 Grad. Tageshöchstwerte 20 bis 27 Grad. Temperaturrückgang in allen Höhenlagen.

So oder ähnlich tönt es täglich aus Radio oder Fernsehen. Wobei aber für die meisten Konsumenten lediglich die Temperaturangaben beziehungsweise die Aussichten auf mögliche Niederschläge klar sind. Denn Hand auf's Herz: Wissen Sie wirklich genau, was denn Hochdruckeinfluß, ein Frontensystem oder ein Atlantiktief ist? In den folgenden Kapiteln wollen wir daher diese meteorologischen Grundbegriffe kurz klären.

Bereits im 19. Jahrhundert betrachtete man das Wettergeschehen als ständigen Wechsel verschiedener Luftmassen, und man sprach mitunter sogar von einem Kampf zwischen warmen und kalten Luftmassen. Was ist aber nun eigentlich so eine Luftmasse?

Definitionsgemäß versteht man darunter ein riesiges, bis zu 100 Quadratkilometer großes "Luftpaket", das ein bestimmtes Ursprungsgebiet hat und gleiche Eigenschaften (Temperatur, Feuchtigkeit) aufweist.

Je nach dem Ursprungsgebiet unterscheidet man dann tropische Luftmassen - die klarerweise warm sind -, und polare, kalte Luftmasse. Je nachdem, ob sie über's Meer oder über's Festland strömen, unterscheidet man dann auch noch zwischen maritimer beziehungsweise kontinentaler Luft.

Riesige Gebilde, die recht unsted sind: Sie bleiben nie lange an einem Ort, sondern ziehen ständig weiter. Durch die Bewegung kühlen sie aber ab oder erwärmen sich und werden dadurch entweder trockener oder feuchter.

Ein Beispiel: Wandert Kaltluft aus der Arktis südwärts, so "Altert" sie rasch, wird zur Polarluft, und wenn sie dann endlich Mitteleuropa erreicht, sprechen die Wetterkundler nur mehr von "gemäßigter Kaltluft".

Verschiedene Luftmassen, vermischen sich aber, wenn sie einander begegnen, nicht. Die Folge: Auf beiden Erdhälften gibt es eine Zone überaus unbeständigen Wetters.

Hoch und Tief

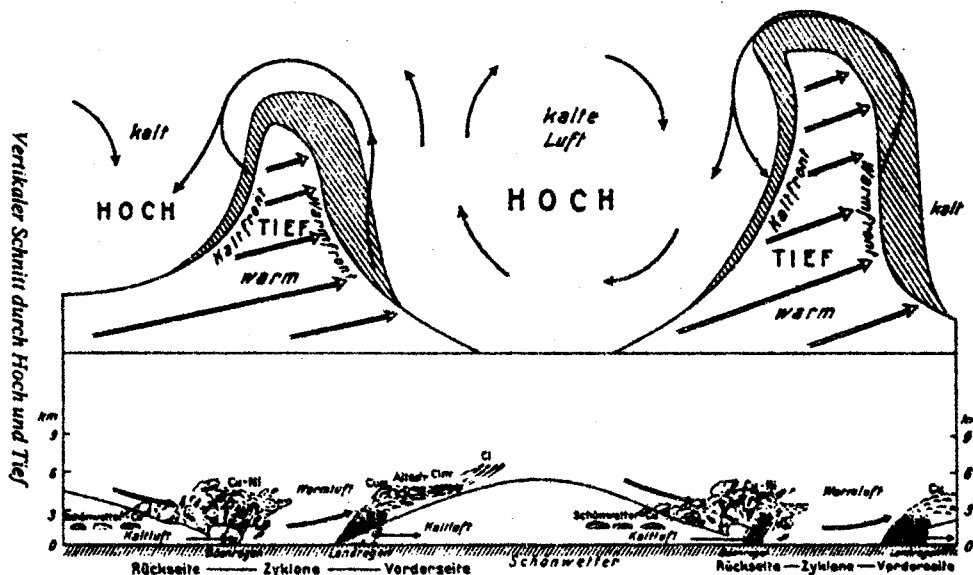
Betrachtet man nun eine Wetterkarte - sei es in der Zeitung oder im TV -, so springen jedem die kreisförmigen Gebilde, in deren Zentren ein großes T oder H prangt, sofort ins Auge. Wobei das T für Tiefdruck, das H für Hochdruck steht. Was sich wohl mittlerweile herumgesprochen hat. Wie sie entstehen und was man daraus entnehmen kann, ist allerdings nicht ganz so klar.

Ein Tiedruckgebiet entsteht nämlich immer dann, wenn zwei verschiedene Luftmassen - also beispielsweise tropische Luft und Polarluft - aufeinandertreffen. Dabei kommt es zu Einbrüchen in die Warmluft. Wirbel entstehen, der Luftdruck fällt, und das Zentrum des Tiefs ist perfekt. Die offensichtliche Folge: Das Wetter ist unbeständig, regnerisch und stürmisch.

Doch damit nicht genug: Dort, wo die warme Luft aufgestiegen ist, strömt dann sofort Kaltluft nach. Das Tief dehnt sich aus und kann bis zu einigen tausend Kilometer Durchmesser groß werden.

Anschließend kommt es durch vertikale und horizontale Luftströmungen zu einer Verschiebung beider Fronten. Die Warmluft wird von der Kaltluft eingeholt, es entsteht eine Okklusion, mit der das Tiefdruckgebiet dann meist auch endet.

Anders bei Hoch - ein Gebiet, in dem die Luftströmung sozusagen nach unten gerichtet ist. Dabei erwärmt sich die Luft und nimmt von den Wolken Feuchtigkeit auf. Wie weit die Luft im Hoch absinkt hängt wiederum davon ab, welche Luftschicht über der Erde lagert: Ist's eine kalte, so hört die Absinkbewegung auf - es entsteht eine sogenannte Inversionslage: Unten bleibt es kalt, und mit Höhe nimmt die Temperatur zu.



19. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

Wetterphase	1	2	3A	3	3F	4	5	6Z	6
Wolkenbild									
Wettercharakteristik	mittleres Schönwetter	gesteigertes Schönwetter	durch Absinken/Föhn übersteigertes Schönwetter			aufkommender Wetterumschlag	vollzogener Wetterumschlag	durch akt. Kaltluft verzögert W-beruh.	allgem. Wetterberuhig.
Luftdruck									
Temperatur									
Relative Feuchte									
Interdiurne Änderung des Temperatur-Feuchte-Milieus der Biosphäre	 — Trockentemperatur - - - - - Feuchtemperatur		 — Trockentemperatur - - - - - Feuchtemperatur			 — Trockentemperatur - - - - - Feuchtemperatur		 — Trockentemperatur - - - - - Feuchtemperatur	
nach:	kühl-mild	mild-warm trocken	mid-warm extrem trocken			mild-warm	kühl-kalt feucht	kalt	kühl-kalt trocken
Windgeschwindigkeit									
Advektion	keine		vertikal (durch Absinken)			horizontal		keine	
24std. meteorolog. Periodik	mäßig ausgeprägt	stark ausgeprägt	zeitweise gestört			unterdrückt		allmähl. wieder aufk.	
Biotrope Reize	gering		zth. erhöht			stark		gering	
Bilanz der von der Biosphäre ausgehenden biotropen Reize									
Biotrope Wirkung	biologisch günstig		zth. biologisch ungünstig			biologisch ungünstig		biolog. günstig	
Wetterphase	1	2	3A	3	3F	4	5	6Z	6

„Wetterphasenschema Brezowsky-Ungeheuer“

Ist hingegen die Erde und die darüberliegende Luftschicht warm - wie dies beispielsweise im Sommer meist der Fall ist - so bringt das Hoch warmes, trockenens Wetter und blauen Himmel.

Kurzum: Der Aufbau eines Hochdruckgebiets bedeutet in Mitteleuropa meist schönes und stabiles Wetter. Wobei man zwischen zwei Arten von Hochdruckgebieten unterscheiden sollte: den stationären Hochdruckgebieten und den Zwischenhochs. Erstere sind meist großräumig, in der Atmosphäre recht gut ausgeprägt und können Tage, ja sogar Wochen an einem Ort bleiben. Sie garantieren - allerdings bestätigen auch hier Ausnahmen die Regel - ein stabil-schönes Wetter.

Weitaus kurzlebiger sind hingegen - wie der Name schon sagt - die Zwischenhochs. Druckgebilde, die gemeinsam mit wandernden Tiefdruckgebieten verlagert werden, nur vorübergehend für eine Wetterberuhigung sorgen und schon recht bald von einem weiteren Tiefdruckgebiet abgelöst werden.

## 20. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

**Fazit:** Unser Wettergeschehen ist also durch die zeitliche Abfolge von Hochs und Tiefs und deren Frontsystemen bestimmt, wobei sogar - so vermuten die Herren Brezowsky und Ungeheuer - ein bestimmter Rhythmus eingehalten wird.

Sie teilen nämlich den Wetterablauf in sechs Phasen ein, die für bestimmte Wettererscheinungen charakteristisch sind. Im Zusammenhang damit stellen sie aber auch noch eine Verbindung mit dem menschlichen Organismus her und können mit ihrem Schema aussagen wann für den Menschen gute respektive schlechte Wetterlagen herrschen.

Die Einschränkung dabei: Es muß immer das spezielle Ortsklima miteinbezogen werden. Aus den wichtigen Unterschieden zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten kann man wesentliche Charakteristika der Witterung ableiten.

Meteorologisches Element	Tiefdruckgebiet	Hochdruckgebiet
Lufdruck Wind	tief windig bis stürmisch	hoch ruhig bis mäßig
Bewölkung	stark bis bedeckt	wolkenlos oder heiter
Niederschlag	regnerisch	meist trocken
Temperatur	im Sommer kühl im Winter mild	im Sommer warm im Winter kalt

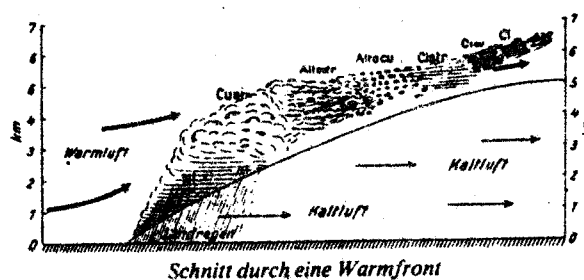
### Wetterfronten

Unter Fronten verstehen die Meteorologen den Grenzbereich zweier unterschiedlicher Luftmassen. Und ebenso wie an militärischen Fronten tut sich in dieser Zone einiges: So schiebt sich die schwere Kaltluft beispielsweise unter die aufsteigende Warmluft (was, im Querschnitt betrachtet, wie eine Art Keil aussieht). Wird nun die Warmluft durch südwestliche Winde über die kalte Luft geschoben, so spricht man von einer Warmfront - die Temperaturen steigen.

Passiert das Umgekehrte - die Kaltluft bricht in die Warmluft ein -, ist die Kaltfront perfekt, und die Temperaturen sinken.

Charakteristisch für eine Warmfront ist aber auch der Temperaturverlauf, denn noch ehe sie den Beobachtungsort auch tatsächlich erreicht hat, steigen dort die Temperaturen und bleiben nach ihrem Durchzug relativ konstant. Wobei sich die Temperaturzunahme vor dem Warmfrontdurchgang zuerst in der Höhe bemerkbar macht.

## 21. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde



Ein Kennzeichen von Kaltfronten ist es hingegen, daß eine breite Zone recht labiler Luftschichtung entsteht, böige, sturmartige Winde (Windsprung) auftreten und es zu Regen und Gewittern kommt. Die Entstehung des Windes ist aber recht leicht erklärbar: An der Vorderseite - also vor der Front - fällt der Luftdruck, während er an der Rückseite wieder kräftig ansteigt. Und sehr unterschiedlicher Luftdruck löst noch allemal ein Stürmchen aus.

Ein weiterer wesentlicher Unterschied im Vergleich zur Warmfront: Bei Kaltfront entsteht Quell- und keine Schichtbewölkung.



Am Ende dieses Kapitels soll noch eine dritte Front eröffnet werden: die sogenannte Okklusion. In Tiefdruckgebieten brausen nämlich Kaltluftfronten weitaus schneller dahin als Warmluftfronten und holen diese dann auch ein.

Es bildet sich eine neue Frontart aus, die beim Herannahen zunächst wie eine Warmfront aussieht und nach deren Durchzug der Beobachter an eine Kaltfront erinnert wird.

Ruhiger wird das Wetter aber erst dann, wenn die gesamte Warmluft in die Atmosphäre emporgestiegen ist und am Boden nur mehr Kaltluftmassen vorhanden sind. Um eine Okklusion also tatsächlich orten zu können, genügt die Bodenwetterkarte allein nicht - es muß auch die Höhenwetterkarte herangezogen werden, auf der die abgeschlossene Warmluft meist deutlich sichtbar ist.



## 22. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### GROSSWETTERLAGEN IN EUROPA

Wird im amtlichen Wetterbericht von Großwetterlagen gesprochen, so verstehen die Meteorologen darunter recht unterschiedliche Wetterlagen, die allerdings alle eines gemeinsam haben: Sie halten über einen längeren Zeitraum hinweg (zumindest mehrere Tage) an.

Benannt werden sie entweder nach der geographischen Lage der Hoch- oder Tiefdruckgebiete oder nach der Lage und Ausdehnung des Frontensystems. Die wichtigsten davon sollen hier beschrieben werden.

#### Hochdrucklagen

Von einer Hochdrucklage sprechen die Meteorologen dann, wenn beispielsweise nahezu ganz Mitteleuropa von einem ausgedehnten Hochdruckgebiet bedeckt ist, das weit hinauf in die Atmosphäre reicht. Störungszonen, wie atlantische Tiefdruckgebiete, werden dabei meist im Norden in einem Bogen um das Hoch herumgeführt und können den Alpenraum nicht erreichen.

**Witterung:** Im Sommer schönes oder zumindest heiteres und niederschlagsfreies Wetter. Große Tageserwärmung. Bei flacher Luftdruckverteilung sind allerdings lokale Gewitter möglich.

Im Winter kommt es hingegen gerne zu Boden- und Hochnebelfeldern, und es kann überdies infolge nächtlicher Ausstrahlung Frost auftreten.

#### **Anmerkung:**

Bei schönem Wetter muß es nicht immer zu Ausbildung einer sogenannten Hochdruckzelle kommen: Oft genügt es nämlich, daß sich ein nördlich der Azoren liegendes Subtropen-Hoch mit einem osteuropäischen Hoch brückenförmig verbindet. Fachleute sprechen dann von einer sogenannten Hochdruckbrücke, die allerdings nicht so stabil wie ein abgeschlossenes Hoch ist.

#### Tiefdrucklagen

Liegt ein abgeschlossener Tiefdruckkern, der meist bis in große Höhen reicht, vor, so spricht man von einer Tiefdrucklage, die vor allem im Westen, Norden und Osten von hohem Luftdruck umgeben ist. Dieses kommt meist so zustande: Eine vom Atlantik bis weit nach Süden reichende Frontalzone verzweigt sich in einen kräftigen, über Grönland liegenden und in einen schwächeren, bis zum Mittelmeer reichenden Bereich. Dort wird die Kaltluft dann abgeschnürt - der Tiefdruckkern ist perfekt.

#### **Witterung:**

Weit verbreitet und zum Teil recht ergiebigen Niederschläge (Hochwasserkatastrophe). Im Sommer kann es zu Gewittern und schwülem Wetter kommen.

**Tip:** Frontdurchgänge sind im Sommer häufig mit Gewittern, im Winter meist mit Nieselregen und Nebel verbunden.

## 23. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### Flache Luftdruckverteilung

Die wetterbestimmenden Aktionszentren müssen keineswegs direkt über Mitteleuropa liegen, sondern können auch aus größerer Entfernung agieren. Was immer dann geschieht, wenn in Mitteleuropa relativ geringe Luftdruck-Gegensätze vorherrschen.

**Witterung:** Im Sommer meist störungsfrei. Es kommt allerdings nur zu einer mäßigen Tageserwärmung, und häufig treten Gewitter auf.

Im Winter bilden sich lang anhaltende Hochnebeldecken aus. Im Flachland herrscht naßkaltes, unfreundliches, in den Bergen oberhalb der Hochnebelzone meist sonniges Wetter.

### Strömungslagen

Unter Strömungslagen sind all jene Großwetterlagen zu verstehen, bei denen es in und über Mitteleuropa zu lebhaft ausgebildeten Strömungen kommt. Benannt werden sie nach jener Himmelsrichtung, aus der sie kommen.

### West-Nordwestlagen

Diese Wetterlagen werden durch einen ständigen Wechsel von Hochs und Tiefs, sowie durch stürmische Strömungen aus West oder Nordwest gekennzeichnet.

Die Witterung ist bei Hochs mit Westlage überwiegend freundlichen, nur geringfügige Niederschläge treten auf. Im Sommer ist es relativ warm, jedoch sind einzelne Frontgewitter möglich. Im Winter hingegen ist es unbeständig, aber mild und statt mit Schnee ist mitunter mit Regen (Glatteisgefahr) zu rechnen. Mäßige Winde.

**Witterung bei Tiefs mit Westlage:**

Unbeständig, wechselnd, zum Teil stark bewölkt. Vielfach kommt es zu schauerartigen Niederschlägen, die in Staulagen länger anhalten können. Im Winter ist es relativ mild, im Sommer hingegen kühl. Lokale Frontgewitter und lebhaft bis stürmische Winde sind möglich.

**Witterung bei Hochs mit Nordwestlage:**

Leicht unbeständig, zum Teil aufgeheiterte Bewölkung, nur unergiebigere Niederschläge. Die Temperaturen sind im Winter relativ mild, im Sommer hingegen eher kühl.

**Witterung bei Tiefs mit Nordwestlage:**

Sehr unbeständig, mit häufigen, teils schauerartigen und recht ergiebigen Niederschlägen. Im Winter bringt eine derartige Wetterlage eine vorübergehende Milderung, in den übrigen Jahreszeiten hingegen kommt es zu Zufuhr feuchtkalter Luftmassen. Lebhaft bis stürmische Winde.

## 24. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### Südost-, Süd- und Südwestlagen

Von derartigen Wetterlagen spricht man immer dann, wenn über weiten Teilen Ost- und Südosteuropas ein stationäres Hochdruckgebiet, über dem Atlantik, beziehungsweise über Westeuropa jedoch Tiefdruckgebiete, an deren Vorderseite sich Strömungslagen mit südlichen Komponenten ausbilden, zu finden sind.

#### Witterung bei Südwestlagen:

Bei Hochs mit Südwestlage überwiegt heiter und niederschlagsfrei. Föhnig. Im Winter gebietsweise Ausbildung von Regen- oder Hochnebfeldern.

#### Witterung bei Südostlage:

Bei Hochs mit Südostlage überwiegt heiteres, niederschlagsfreies Wetter. Im Nordalpenbereich föhnig. In den Übergangsjahreszeiten wärmer als normal, im Sommer heiß, im Winter recht kalt (starker Frost).

Bei Tiefs mit Südostlage herrscht unbeständiges Wetter. In der wärmeren Jahreszeit ist es schwül, und es kommt zur Ausbildung starker Gewitter.

#### Witterung bei Südlage:

Bei Hochs mit Südlage sind im Winter Hochnebfelder beziehungsweise Morgennebeln möglich. Im Sommer hingegen ist es vielfach heiß, aber selten schwül. Auch im Herbst und Frühling klettert die Quecksilbersäule des Thermometers in höhere Regionen als üblich.

Bei Tiefs mit Südlage treten trotz starker Bewölkung nur geringfügige Niederschläge auf. Im Winter zieht vielfach Nebel oder Hochnebel auf. In allen Jahreszeiten ist es wärmer als normal.

### Nord-, Nordost- und Ostlagen

Die Charakteristika dieser Wetterlagen: Über dem Nordatlantik liegt ein stationäres Hochdruckgebiet, über dem Kontinent hingegen ein großräumiger Tiefdruckkomplex.

#### Witterung bei Nordlage:

Überwiegt der Hochdruckeinfluß, so ist es meist heiter und niederschlagsarm, lediglich im Winter können einzelne Schauer auftreten. Während der kalten Jahreszeit sind die Temperaturen relativ niedrig, und es kann zu starker Frostbildung kommen. Während der wärmeren Jahreszeit ist es im Westen kühl, im Osten hingegen unfreundlich bis kalt.

Überwiegt der Tiefdruckeinfluß, so ist die Witterung wechselhaft und Winde kommen auf. Gebietsweise kommt es zu Niederschlägen und die Temperaturen liegen unter dem Normalwert. Im Frühling sind lebhaft Schauer sowie ein ständiger Wechsel von Schnee-Regenfällen ("Aprilwetter") an der Tagesordnung.

## 25. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### *Witterung bei Nordostlagen:*

Bei Hochdruckeinfluß überwiegt im Ostalpengebiet vielfach stärkere Bewölkung, im Sommer ist es mäßig warm, im Winter hingegen sehr kalt. Strenger Frost. Bei Tiefdruckeinfluß treten ausgedehnte Niederschläge auf, und die Temperaturen liegen unter dem langjährigen Durchschnitt.

### *Witterung bei Ostlagen:*

Diese Wetterlagen sind durch ein großräumiges Hochdruckgebiet über weiten Teilen Nordeuropas charakterisiert. Bei Zufuhr kontinentaler Luftmassen treten im Winter strenge Fröste auf, während es im Sommer meist überaus heiß und trocken ist.

### WETTERREGELN-WETTERTIPS

Die Kunst der Erstellung von richtigen Wetterprognosen - und 85 % davon sind heutzutage immerhin richtig - liegt vor allem daran, auch rasche Wetterwechsel rechtzeitig zu erfassen. Wobei die Meteorologen prinzipiell zwischen drei Vorhersage-Methoden unterscheiden.

#### Kinematische Methode

Eine Methode, die für 12 bis 24 stündige Voraussagen verwendet wird. Sie setzt voraus, daß der derzeit herrschende Wetterzustand bekannt ist und schließt dann daraus auf die Zukunft. Mittels bekannter empirischer Daten und mathematischer Formeln wird also aus der Vergangenheit das zukünftige Wetter extrapoliert. Eine Methode, die bei 12stündigen Voraussagen eine durchaus gute Trefferquote zeigt. Wird sie aber für Prognosen über 24 Stunden hinweg eingesetzt, so kommt es zu zahlreichen Versagern.

#### Dynamische Methode

Ihr Wesen liegt darin, daß aus der Dynamik des aktuellen Wetterzustandes eine gute Ausgangslage für eine Prognose geschaffen wird. Mittels theoretischer Gleichungen und anhand von Modellen können Vorhersagen bis zu 96 Stunden getroffen werden. Die Voraussetzung: Die Bewegungen, die den Wetterablauf letztlich ausmachen, kommen durch das Druckfeld zustande. Daher ist es klarerweise überaus wichtig, dieses Druckfeld vorherzusagen. Eben all jene Bewegungsvorgänge abzuleiten, die das Wettergeschehen ausmachen. Eine Methode also, bei der Theorie und Praxis eng zusammenarbeiten.

#### Statistische Methode

Darunter versteht man all jene Vorhersagemethoden, mit denen ein Zeitraum von mehr als fünf Tagen erstellt werden soll, ihre Treffergenauigkeit ist mit rund 65 % allerdings relativ gering.

## 26. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

Gleich welche Methode zur Prognoseerstellung aber nun verwendet wird, Fehler- und Fehlinterpretationen sind noch allemal drin. Die häufigsten Ursachen: Verschätzung der Verlagerungsgeschwindigkeit von Fronten.

Fehlinterpretation von Wetterwirksamkeiten aufgrund der Intensität von Fronten. Über- oder Unterbewertung der vorher berechneten Vorhersageunterlagen.

Wer nun aus den amtlichen Wetterkarten - diese sind allerdings unbedingt Voraussetzung - eigene Schlüsse ziehen will, kann dies mit Hilfe einer ganzen Reihe von Grundregeln durchaus selbst tun. Immer vorausgesetzt, er kennt auch die grundlegenden Zusammenhänge des heimischen Wettergeschehens.

### Grundregeln zur Temperatur

1. Die Tageshöchst- und Niedrigstwerte hängen sowohl vom Bewölkungsgrad als auch von der Bodenbeschaffenheit ab. Täler- und Beckenlandschaften begünstigen die Ausbildung nächtlicher Inversionen.
2. Die nächtliche Ausstrahlung ist über schneebedecktem Boden erheblich größer als über schneefreiem Gebiet. Seine Wärmeausstrahlung ist um so intensiver, je höher seine Temperatur und je geringer die Luftfeuchtigkeit ist. Starker Dunst behindert allerdings die Ein- und Ausstrahlung.
3. Beim Einbruch von Kaltluftmassen (vor allem zwischen April und Juni sowie zwischen September und Oktober) können Nachtfröste entstehen.
4. Besonders tiefe Nacht- und Frühtemperaturen treten während aller Jahreszeiten nur bei heiterem Himmel und überwiegend ruhigem Wetter auf.
5. Klare Sommermorgen mit kühler Witterung weisen auf beständigeres Wetter hin als solche, bei denen schon in der Frühe hohe Temperaturen auftreten.
6. Große Hitze hält sich nur bei schwacher Luftbewegung.
7. Extreme Witterungsverhältnisse (große Hitze oder Kälte) halten nur wenige Tagen an.
8. Die Temperatur nimmt bei klarem Wetter um etwa 1 Grad Celsius pro 100 Meter Höhe ab. Bei großer Luftfeuchtigkeit hingegen nur um 0,6 Grad Celsius pro 100 Meter.
9. Je häufiger Inversionen auftreten, um so geringer ist die Windbewegung.
10. Oberhalb der Inversion hat man eine wesentlich bessere Fernsicht als darunter.
11. Alle Schichtbildungen der Atmosphäre (auch Dunst) steigen bei Erwärmung der Luft (besonders um die Mittagszeit) auf. Bei einer Abkühlung senken sie sich.
12. Warme Luft ist leichter als kalte und steigt daher auf. Die schwere kalte Luft sammelt sich hingegen am Boden und strömt im Gebirge hangabwärts.
13. Kontinentale Luftmassen aus Nordost und Ost bewirken im Sommer und Winter stabile Temperaturschichten.  
Maritime Luft aus Westen oder Nordwesten fördern im Sommer und Winter eine labile Temperaturschichtung.

## 27. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### Grundregeln zum Wind

1. Beim Durchzug einer Kaltfront können schwere Böen auftreten. Spezielle Geländeformationen verstärken den Wind (Ecken- beziehungsweise Düseneffekt).
2. Stabile Luftschichtung verringert die Windstärke - labile verstärkt sie.
3. Um Angaben über die Windrichtung treffen zu können, müssen die Himmelsrichtungen bekannt sein. Dazu ein alter, aber guter Trick, wenn kein Kompaß vorhanden ist: Zunächst stellt man den kleinen Zeiger einer richtig gehenden Uhr in Richtung Sonne, und exakt in der Mitte zwischen dem Kleinen zeiger und der Zahl 12 des Ziffernblattes liegt Süden.
4. Stellt man sich mit dem Rücken zum Wind, so ist das Tiefdruckgebiet stets links das Hochdruckgebiet rechts (auf der Nordhemisphäre).
5. Bei beständigem Wetter bläst nachts, abends und morgens der Wind nur schwach. Tagsüber hingegen wird er lebhaft und in den Mittagsstunden am kräftigsten.
6. Bläst der Wind auch am Abend und wird er dabei noch stärker, so kommt es meist zu einer Wetteränderung.
7. Größere Hindernisse (Hügel, Wälder, Berge, Städte) verringern die Windgeschwindigkeit.
8. Gewöhnlich nimmt die Windstärke am Abend ab, langanhaltende Stürme erreichen jedoch meist nachts ihre größte Hefigkeit.
9. Mit zunehmender Höhe verstärkt sich auch die Windgeschwindigkeit. So ist der Wind beispielsweise in rund 500 Metern Höhe doppelt so stark wie in Bodennähe. In Höhen über 1000 Metern wird er wieder schwächer, um dann oberhalb von 2000 bzw. 2500 Metern wieder stärker zu werden.
10. Treten Stürme in geringer Höhe (500 bis 1000 Meter) auf, so frischen auch meist die Bodenwinde kräftig auf.
11. Starke beziehungsweise stürmische Winde sind stets böig.
12. Nachts erkennt man lebhaftere Höhenwinde am starken Funkeln der Sterne.
13. Tagsüber erkennt man lebhaftere Höhenwinde an der deutlichen Zugrichtung der Wolken.
14. Am Randgebiet von Hochs treten meist starke Winde auf.
15. Nähert sich eine Front und ist damit ein starker Druckabfall verbunden, so verstärkt sich der Wind.
16. Der Durchzug einer Kaltfront ist stets mit starken Windstößen verbunden.
17. Die Böigkeit eines Windes ist sehr schwer zu prognostizieren. Lediglich bei Gewittern ist der Beginn von Böen abschätzbar.

## 28. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

18. Wird der Wind im Hochgebirge schwächer und dreht von Nordwest auf Ost, so ist eine Wetterbesserung beziehungsweise Zunahme des Hochdruckeinflusses in Sicht.

Im wesentlichen sind folgende Charaktereigenschaften den Winden zuzuordnen (gültig für die Nordhalbkugel):

Windrichtung*)	Allgemeiner Charakter	im Sommer	im Winter
Nord	niederschlagsfrei, heiter	warm	kalt
Süd	niederschlagsfrei, zum Teil heiter	warm bis heiß	kalt
Südwest	feucht, zum Teil beständig, Neigung zu Niederschlägen	kühl	relativ mild
West bis Nordwest	wechselhaft, unbeständig	kalt	Temperaturen um den Gefrierpunkt

\*) Windrichtung = jene Himmelsrichtung, aus der der Wind weht.

### Grundregeln zur Bewölkung

Liegt eine stationäre Wetterlage vor, so kann die zu erwartende Bewölkung durchaus richtig abgeschätzt werden. Ist hingegen mit einem Frontdurchgang zu rechnen, so tritt zwar auch eine Bewölkungsänderung ein, jedoch ist diese überaus schwierig zu prognostizieren. Prinzipiell gilt aber: Ändert sich die Luftmasse, so ändert sich auch die Bewölkung.

1. Kühlt sich eine feuchte Warmluftmasse ab, so verstärkt sich die Bewölkung. Ein Beispiel. Maritime Warmluft, die im Azorenhoch wolkenlos ist, bildet bei einer Verlagerung nach Norden Schichtwolken. Verlagert sich hingegen eine trockene Kaltluftmasse, so bleibt Bewölkung aus.
2. Lösen Kaltluftmassen eine feuchtwarme Luft ab, so löst sich auch die Haufengewölkung meist auf.
3. In Inversionsschichten innerhalb eines Hochdruckgebietes können Wolken auftreten.
4. Die Ausbildung von Haufengewolken bei Hochdruckeinfluß hängt von der Inversion ab. Sie bilden sich je nach Höhe und Mächtigkeit der Temperaturschichten aus.

## 29. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

5. Überquert eine Luftmasse ein Gebirge, so verstärkt sich die Bewölkung an der ( dem Wind zugewandten) Luv-Seite. An der Lee-Seite treten hingegen föhnige Auflösungserscheinungen auf.
6. An Berggipfeln verstärkten sich im Sommer tagsüber die Haufenwolken, in den Tälern setzt hingegen nachts und vor allem im Winter eine Schichtwolkenbildung ein.
7. Aus einzelnen Cirren (Federwolken) sind keinerlei Rückschlüsse auf die kommende Witterung zu ziehen.
8. Nach einer längeren Schönwetterperiode kommt das schlechte Wetter stets aus der Richtung, aus der auch die Cirren kommen. Das zu erwartende Schlechtwetter ist zwar noch weit entfernt, kann aber - sofern es aus dem Westen kommt - relativ rasch da sein.
9. Lösen sich die Cirren auf, so kann mit relativ gutem und beständigem Wetter gerechnet werden.
10. Langgezogene, schichtförmige Cirren zeigen eine starke Höhenströmung an.
11. Walzenartige Wolken in mittleren Höhen bringen kräftige Böen und Gewitter.
12. Als Schönwetterwolken gelten Haufenwolken dann, wenn ihre Ränder scharf begrenzt sind und sie sich gut vom Hintergrund abheben.
13. Bekommen Haufenwolken unscharfe Konturen und färben sich grau oder schwarzgrau, so ist mit Regenschauern oder Gewittern zu rechnen.
14. Prinzipiell ziehen Haufenwolken an schönen Sommertagen in den Vormittagsstunden auf, erreichen zu Mittag ihre größte Ausdehnung und lösen sich am Nachmittag oder gegen Abend wieder auf. Das schöne Wetter bleibt störungsfrei.
15. Bleibt an einem schönen Tag der Himmel wolkenfrei, so kommt es meist zu keiner Wetteränderung.
16. Je mehr unterschiedliche Wolkenformationen in verschiedenen Höhen auftreten, um so ungünstiger sind die Wetteraussichten.
17. Kein prognostisches Hilfsmittel ist die Färbung der Wolken bei Sonnenauf- und Sonnenuntergang.
18. Die Zugrichtung von Schauer- beziehungsweise Gewitterwolken kann man aus der Richtung des Höhenwindes feststellen. Die an Cirren gebundenen optischen Erscheinungen um Sonne und Mond deuten auf eine Wetterverschlechterung hin (Halo, Hof).



### 30. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

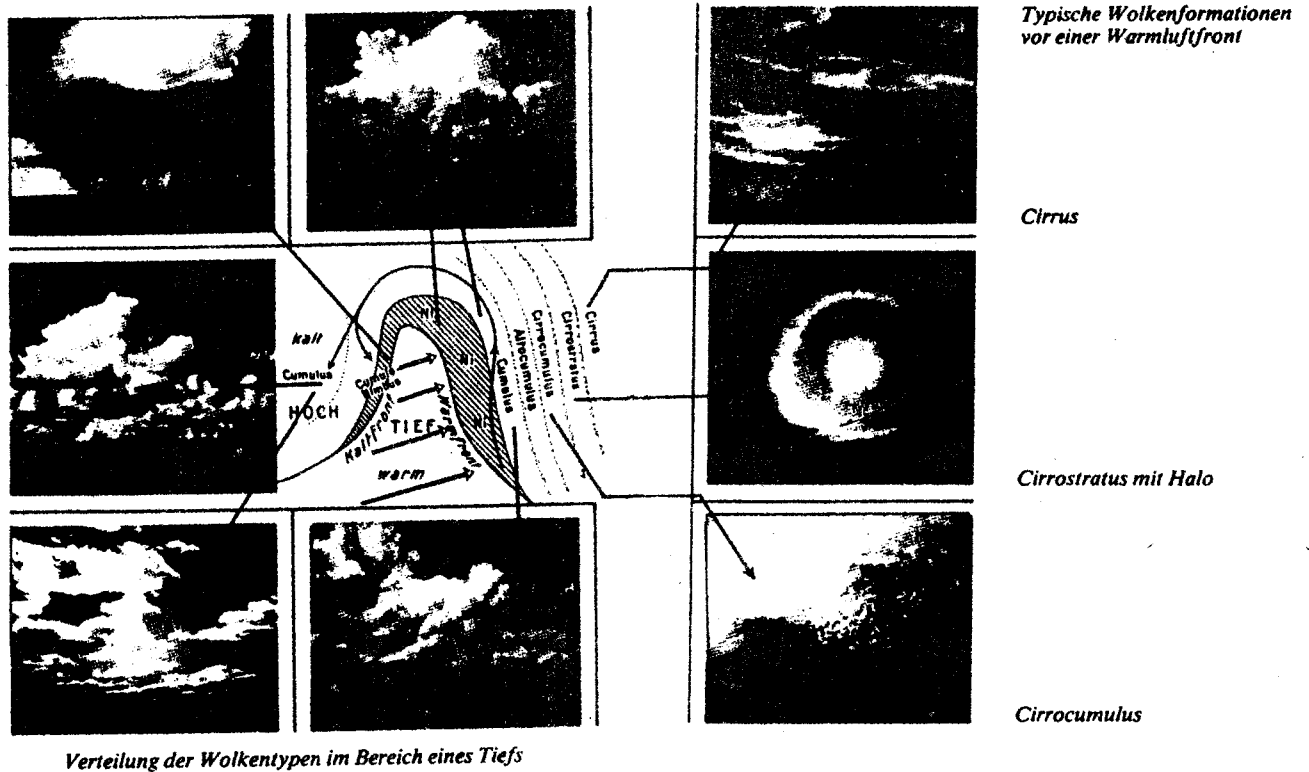
19. Lösen sich Kondensationsstreifen auf, so ist beständiges und relativ schönes Wetter wahrscheinlich. Bilden sich hingegen aus Kondensationsstreifen Wolken, so ist eine Wetterverschlechterung zu erwarten.

#### Grundregeln zum Niederschlag

Ebenso wie Bewölkungsprognosen haben Niederschlagsvorhersagen ihre Tücken. Relativ leicht sind sie nur dann, wenn sie an Fronten gebunden sind. Sind Niederschläge hingegen auf Vertikalbewegungen in der Atmosphäre zurückzuführen, wird es weitaus schwieriger. Denn hierbei können auch schon geringfügige Unterschiede der Geländestruktur eine große Rolle spielen.

1. Niederschlagsbildung geht zum Teil mit der Wolkenbildung parallel. Die größte Schauertätigkeit über Land tritt dabei am Nachmittag, langanhaltender Regen jedoch des Nachts auf.
2. Die Niederschlagsintensität hängt vom Feuchtigkeitsgrad der Luft ab.
3. Je langsamer eine Front dahinzieht, um so größer kann die Niederschlagsmenge sein.
4. Nähert sich eine Störungszone einem Gebirge, so ist mit einer Verbreiterung der Niederschlagszone und einer Verstärkung der Niederschlagsintensität zu rechnen.
5. Überquert eine Warmfront einen Gebirgszug, so bleibt ein Teil der Niederschlagszone an der Luv-Seite hängen. An der Lee-Seite hingegen lassen die Niederschläge nach beziehungsweise hören überhaupt auf. Anmerkung: In einigen Kilometern Entfernung kann es allerdings dann wieder regnen.
6. Im Winter kann es auch aus mittelhohen Wolken und innerhalb von Warmluftmassen schneien.
7. Niederschläge in Schauerform sind an labile Luftmassen (Kaltluft) gebunden.
8. Streicht warme Luft über eine noch wärmere Unterlage, so nimmt die Schauerneigung zu.
9. Die ergiebigsten Schneefälle treten bei Temperaturen um den Gefrierpunkt auf.
10. Je stärker der Frost, desto weniger wahrscheinlich ist Schneefall.
11. Hagelwolken sehen schmutziggelb und fahl aus.
12. Die Schneefallgrenze liegt meist 500 Meter unter der Nullgrad-Grenze.
13. Hochreichende gleichmäßige Schichtwolken erzeugen gleichmäßigen Niederschlag.

## 31. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde



### Grundregeln zum Gewitter

1. Im Sommer entstehen Wärmegewitter durch Überhitzung des Bodens und der bodennahen Luftschicht.
2. Im Winter treten Gewitter meist nur in Verbindung mit Frontdurchgängen auf.

### Grundregeln zur Sichtweite

Die Sichtweite ist von der Luftmasse abhängig. Je nach dem Ursprungsgebiet haben sie verschiedene Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse, die dann auch die Sichtweite beeinflussen.

1. Polarluft ist kalt und enthält wenig Feuchtigkeit - die Sicht ist erhöht.
2. Polarluft ist blaugrau; warme, beziehungsweise feuchte Luft hingegen gelblich bis milchig.
3. Sind bei Schönwetter die Täler dunstfrei, die Berge aber trüb, so kann mit einem Wetterumschwung gerechnet werden.
4. Gute Fernsicht muß nicht unbedingt mit einem Wetterumschwung verbunden sein. Kommt es im Hochgebirge rasch zu einer merklichen Sichtverschlechterung, so ist mit einem Ansteigen der Feuchtigkeit zu rechnen.

## 32. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

### Grundregeln zum Nebel

Voraussetzung für die Nebelbildung sind ein klarer Himmel, der die Abkühlung des Bodens und der bodennahen Luftschichten fördert, sowie eine hohe Luftfeuchtigkeit und nur geringe Luftbewegungen.

1. Am häufigsten kommt Nebel im Herbst und Winter auf.
2. Große Talbecken sind wahre "Nebellöcher".
3. Das Zentrum eines Gebirges ist Nebelärmer als dessen Rand.
4. Der Talnebel reicht meist nur bis zur Inversionsobergrenze.
5. Nebel verdünnt sich oder wird von unten her aufgelöst, geht in Hochnebel über und verschwindet.
6. Ist der Nebel verschieden dicht, so deutet dies auf eine unmittelbar bevorstehende Auflösung hin.
7. Wird bei der Auflösung eines Nebels zuerst der Himmel sichtbar und dann die weitere Umgebung, deutet dies auf Schönwetter hin.
8. Wird der Nebel hingegen vom Wind aufgelöst, so folgt meist Niederschlag. Dies tritt vor allem dann ein, wenn der Luftdruck gleichzeitig stark fällt.

### Grundregeln zur Prognose von Hochs und Tiefs

Die Zugrichtung der Tiefdruckgebiete:

1. Tiefs mögen keine Widerstände und weichen daher hohen Gebirgen meist aus.
2. Sie ziehen häufiger über das Flachland als über das Gebirge und öfters über See als über Land.
3. In Mitteleuropa ziehen Tiefdruckgebiete meist von Westen nach Osten oder von Westsüdwest nach Ostnordost.
4. Tiefdruckgebiete verlagern sich meist in die wärmsten Gegenden.
5. Statistiker haben festgestellt, daß Tiefdruckgebiete bestimmte Zugstraßen bevorzugen. Das sind: nördlich von Skandinavien Richtung Osten, über Mittelskandinavien nach Osten, durch den Skagarak, vom Ärmelkanal über die Nord- zur Ostsee, von der Biskaya nach Südfrankreich zum Golf von Lyon, von der Adria beziehungsweise Oberitalien Nord- bis nordostwärts Richtung Polen.
6. Ein Tiefdruckgebiet folgt gern dem anderen.
7. Ist ein Tiefdruckgebiet asymmetrisch (der Kern liegt also nicht im Zentrum), so zieht es senkrecht zu der Richtung weiter, in der der Luftdruck am schnellsten zunimmt.

### 33. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

8. Tiefdruckgebiete bewegen sich häufig in Richtung des am weitesten vorgeschobenen Niederschlagsgebietes.
9. Liegen zwei gleich starke Tiefdruckgebiete nahe beieinander, so umkreisen sie einander entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn.
10. Tiefdruckgebiete ziehen dorthin, wo der stärkste Luftdruckabfall zu beobachten ist.
11. Tiefs folgen in vielen Fällen der Höhenströmung.
12. Tiefs bewegen sich senkrecht zum großräumigen Temperaturgefälle. Die höhere Temperatur liegt dabei stets auf der rechten Seite.
13. Dringt ein Tiefdruckgebiet gegen ein ausgedehntes Hoch vor, so wird es verlangsamt, und überdies lösen sich seine Fronten allmählich auf.
14. Die Geschwindigkeit eines Tiefs ist vom Temperaturunterschied der beteiligten Luftmassen abhängig: Je größer der Temperaturgegensatz, um so größer ist auch die Zuggeschwindigkeit.
15. Auch die Intensität eines Tiefs ist von den Temperaturgegensätzen abhängig der beteiligten Luftmassen abhängig. Verringern sich diese, so wird auch die Intensität des Tiefs geringer.
16. Ein Tiefdruckgebiet kann durch zuströmende Kaltluftmassen - die Temperaturgegensätze verstärken sich - erneut aktiviert werden.
17. Der Alterungsprozeß eines Tiefs hängt vom Wärmzustand des Untergrunds ab. So kann beispielsweise im Sommer das erwärmte Festland die Temperaturgegensätze allmählich ausgleichen und das Tief schwächen beziehungsweise ganz auflösen.
18. Auf den Ozeanen können "gewöhnliche Tiefs" zu Sturmtiefs werden. Die passiert immer dann, wenn zwei Luftmassen weniger als 1000 Kilometer voneinander entfernt sind und die Temperatur um mehr als 10 Grad Celsius differiert.

#### Grundregeln über Luftmassen

- Zieht eine Luftmasse über eine kältere Unterlage hinweg, so nimmt die Stabilität ihrer Schichtung zu. Braust sie hingegen über eine wärmere Unterlage, wird ihre Schichtung labiler.
1. Streicht eine Luftmasse vom Meer zum Festland, so wird sie im Sommer labiler, im Winter stabiler.
  2. Die Stabilität einer Luftmasse nimmt dann zu, wenn die Unterlage wenig Temperaturänderungen aufweist und wenn sie vom Norden nach Süden zieht. Bewegt sie sich in umgekehrter Richtung, nimmt ihre Stabilität ab.

### 34. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

3. Die Stabilität einer Luftmasse eines kontinentalen Hochs, das längere Zeit ortsfest ist, nimmt im Herbst und Winter von Tag zu Tag zu. Im Frühjahr und Sommer hingegen nimmt sie ab. Subtropische und arktische Luft können jeweils in zwei weitere Untergruppen (maritim und kontinental) eingeteilt werden. Maritime subtropische Luft kommt aus der Gegend der Azoren und der Bermudas, ist überaus feucht und neigt daher zu großer Nebelbildung. Ist sie labil geschichtet, ist mit Schauern und Gewittern zu rechnen. Kontinentale subtropische Luft stammt aus dem Süden Rußlands und den angrenzenden asiatischen Gebieten. Sie ist sehr warm und enthält nur geringe Luftfeuchtigkeit. Maritime arktische Luft kommt - wie der Name schon sagt - von der Arktis über das Meer nach Mitteleuropa. Durch die lange Reise wird die Temperatur zwar etwas gemildert, die mitgeführte Luftfeuchtigkeit begünstigt allerdings Regenschauer.
4. Maritime Kaltluft tritt fast immer an der Rückseite von Tiefdruckgebieten auf (Rückseitenwetter). Kontinentale arktische Luftmassen stammen aus Osteuropa und sind im Winter dementsprechend bitterkalt und stabil geschichtet.

#### Grundregeln über die Bewegung von Hochs und Tiefs

1. Tiefdruckgebiete brauchen im Durchschnitt 5 1/2 Tage, ehe sie vorbeigezogen sind. Die zwischen den Tiefs liegenden Hochdruckbrücken und Zwischendrucklagen wandern im allgemeinen mit derselben Geschwindigkeit.
2. Das Zentrum eines Hochdruckgebiets verlagert sich immer in die Richtung, in der die Temperatur am raschesten sinkt.
3. Das Zentrum eines Tiefdruckgebiets weicht dem Zentrum eines Druckfallgebiets stets etwas nach links aus.
4. Wind aus wärmeren Gebieten bewirkt einen Luftdruckfall. Wind aus kälteren Gebieten einen Luftdruckanstieg.

#### Grundregeln zur Frontenprognose

Eine Warmfront kündigt sich stets mit folgenden Vorzeichen an:

1. Aufzug von Cirruswolken mit haken - oder krallenförmiger Struktur.
2. Verdichtung der Cirrusbewölkung und Übergang zu Cirrostratus-Formationen.
3. Auftreten von Haloerscheinungen im Cirrostratusfeld.
4. Ein Cirruswolkenschirm entsteht, der Luftdruck fällt.

### 35. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

5. Ein Übergang von Cirrostratus-in allmählich dichter werdenden Altostratus.
6. Beginn von Niederschlägen (Landregen).
7. Bei Bewölkungsverdichtung und ihrem Absinken von hohem auf mittelhohes Niveau fällt der Luftdruck.
8. Vor der Warmfront steigt die Temperatur langsam an.

#### Vorzeichen einer Kaltfront:

1. Eine Kaltfront kann nur selten vor ihrem Eintreffen erkannt werden.
2. Die Wolken ziehen bei einer Kaltfront wesentlich rascher als bei einer Warmfront.

#### Grundregeln über die Bewegung von Fronten

1. Eine Front bewegt sich um so rascher, je größer die negative Drucktendenz an ihrer Vorderseite, oder die positive Drucktendenz an ihrer Rückseite ist.
2. In Hochdruckgebieten lösen sich Fronten auf.
3. Eine Kaltfront kann sich vor einer Gebirgskette verschärfen.
4. Gebirge wirken im allgemeinen hemmend auf die Fortbewegung von Fronten. Je höher das Hindernis, desto größer ist auch die Verzögerung.

#### Frontmerkmale auf einem Blick

##### W A R M F R O N T

Luftdrucktendenz fallend, meist längere Zeit vor der Front; gleichbleibend oder wenig schnell fallend hinter der Front.

Wind: Mit Annäherung an die Front leicht böiger, auffrischender und sich parallel zur Front einstellender Wind. Hierbei wird kruz vor dem Frontdurchgang ein Maximum der Windstärke erreicht. Beim Durchgang und hinter der Front dreht der Wind auf rechts. Dabei nimmt im allgemeinen die Geschwindigkeit etwas ab.

Temperatur: Zunächst langsam ansteigende Temperatur. Mit Erscheinen des Altostratuswolkenschirms (300 - 600 km vor der Warmfront) steigt die Temperatur im Winter

##### K A L T F R O N T

Fallender Druck vor der Front, schwacher oder mäßiger Druckanstieg hinter der Kaltfront.

Winddrehung vor der Front: Linksdrehung bis etwa parallel zur herannahenden Front, dabei frischt er allgemein auf. In vielen Fällen wird Sturmstärke erreicht. Beim Vorüberzug der Front Windsprung, böiger Wind, vielfach Sturmböen. erst hinter der Front flaut der Wind etwas ab, in vielen Fällen bleibt er aber auch noch lange stark bis sehr stark.

Vor der Front hängt die Temperatur von der Luftmasse, sowie vom Tages- und Jahresgang ab. Hinter der Front ausgeprägter Temperaturrückgang (Temperatur-

## 36. Fortsetzung Gastvortrag: Die Atmosphäre der Erde

oft sprunghaft an infolge der Zerstörung der Bodeninversionsschicht. Im Niederschlagsgebiet vielfach Abkühlung ("Regenabkühlung"). Beim Durchzug der Warmfront und hinter ihr allgemein Temperaturanstieg.

Luftfeuchtigkeit: Vor der Warmfront langsam ansteigend, zum Teil sprunghafte Zunahme (Niederschlagsgebiet). Bei Frontdurchgang unverändert oder sogar etwas abnehmend.

Fernsicht: Vor der Front bei Auflösung der Bodeninversion oft starke Sichtbesserung, im Niederschlagsgebiet jedoch allgemeine Sichtverschlechterung.

Bewölkung: Übergang von Cirren und Cirrostratus über Altostratus zu Nimbostratus. Bei Frontdurchgang vielfach tiefer Stratus bzw. Fractostratus und Nebel. In der Warmluftmasse schichtförmige Wolken. Bei rasch sich verlagernde Warmfront vielfach Mammatusbildung und zum Teil völlige Wolkenauflösung (infolge passiver Abgleitbewegungen in der Warmluft).

Niederschläge: Zusammenhängendes im allgemeinen 200 - 300 km breites Niederschlagsgebiet vor der Front. Alle Arten von Aufgleitniederschlägen. Hinter der Front zum Teil Nebel, häufig Niesel oder nässende Nebel. Im Winter dabei häufig Glatteisgefahr.

sturz). In manchen Fällen setzt bereits vor der Front ein Temperaturrückgang ein, der auf das präfrontale Niederschlagsfeld zurückzuführen ist. Hinter der Front plötzliches, sprunghaftes Sinken der Temperatur, wobei bei starker Druckzunahme eine dynamische Erwärmung der kalten Luftmasse erfolgen kann.

Analog der Temperatur in Abhängigkeit von der Luftmasse und vom Tages- bzw. Jahresgang. Unmittelbar vor der Front Zunahme, die auch nach Frontdurchgang andauert.

Verschlechterung der Fernsicht vor der Front, die sich allerdings nach Frontdurchgang rasch bessert. Hinter der Front im allgemeinen auffallende Sichtbesserung.

Vor der Front wenig veränderte stratusförmige Wolken der Warmluft. Beim Durchgang der Front und hinter der Front mächtige Cumuli und Cumulonimben. Gleichzeitiges Auftreten von Stratocumulus, tiefe zerrissene Schlechtwetterwolken mit Nimbostratus über ihnen. Beim Altostratus schließlich rasche oft scharf abgrenzende Aufheiterungen. In manchen Fällen treten Altocumulus lenticularis auf, die sich zum Stratocumulusaufzug verdichten und denen eine Cumulosnimbusmauer folgt.

Vor der Front meist Niederschlagsfrei, im Augenblick des Frontdurchganges starke Schauertätigkeit, der mehrstündige Dauerniederschläge folgen können. Hinter der Front tritt vielfach rasche Aufheiterung ein.

## Wetter in Zahlen

### Extremwerte

#### Temperatur

Mittel:  $-50^{\circ}\text{C}$  bis  $+35^{\circ}\text{C}$

Minima:  $-88,3^{\circ}\text{C}$ , 1960, Antarktis

$-37,8^{\circ}\text{C}$ , 1929, Hüll/BRD

$-36,6^{\circ}\text{C}$ , 11. 2. 29, St. Zwettl/Österreich

Maxima:  $57,7^{\circ}\text{C}$ , 1922, Tripolis

$39,6^{\circ}\text{C}$ , 1952, Neustadt/BRD

$39,4^{\circ}\text{C}$ , 5. 7. 57, Horn/Österr.

#### Luftdruck

Mittel: 985 bis 1035 mbar

Minimum: 886,6 mbar 18. 8. 1927 gemessen im Tai-  
fun bei den Philippinen

Maximum: 1080 mbar, 31. 12. 1968 gemessen in Sibi-  
rien bei  $-46^{\circ}\text{C}$

#### Wind

Mittel: 3 bis 4 m/sec

extrem hohe Windgeschwindigkeiten werden in  
Bodennähe in Hurricans gemessen (Werte über  
100 m/sec)

#### Niederschlag

Mittel: 1002 mm/Jahr global

670 mm/Jahr Land 650 mm/Jahr Wien

1139 mm/Jahr Meer 2500 mm/Jahr Sonn-  
blick

Extrema: 12 Meter/Jahr Cherrapunji/Indien

1168 mm/Tag, 14./15. 7. 1911 Luzon

650 mm/2 Stunden, 10. 8. 15 Schaueregg

329 mm/5 Stunden, 5. 6. 47 Semmering

Literatur: Siehe Referat "Ausgewählte Literatur zu PLANET ERDE".

A. Machalek, Wetter und Prognose. Orac Verlag, Wien 1986.

Dr. Alois Machalek, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik  
sowie Gesundheitsamt der Stadt Wien. - Hohe Warte 38, A-1190 WIEN



Referat: Das Erdinnere

1. Einführung

Verglichen mit der Astronomie zählen die Geowissenschaften zu sehr jungen Forschungsbereichen, welche auf Grund sprunghaft angewachsener Daten und neuer Forschungsmethoden in den letzten Jahrzehnten eine wahre Revolution ihres Weltbildes erfuhren. Besonders die Abkehr von der traditionellen Vorstellung einer starren Erde, auf der die Kontinente eine unverrückbare Position zueinander einnehmen, und die damit verbundene Entwicklung einer mobilistischen Idee lieferte neue Sichtweisen und eine breite Erklärungsbasis für ganz unterschiedliche Phänomene, die vordem kaum einen kausalen Zusammenhang erkennen ließen.

Gerade die Plattentektonik, welche von der Annahme eines dynamischen Mantels und einer in bewegliche Platten zerlegten Erdkruste ausgeht, darf mit Recht als eine weitreichende Theorie für die Lösung verschiedenster Probleme angesehen werden.

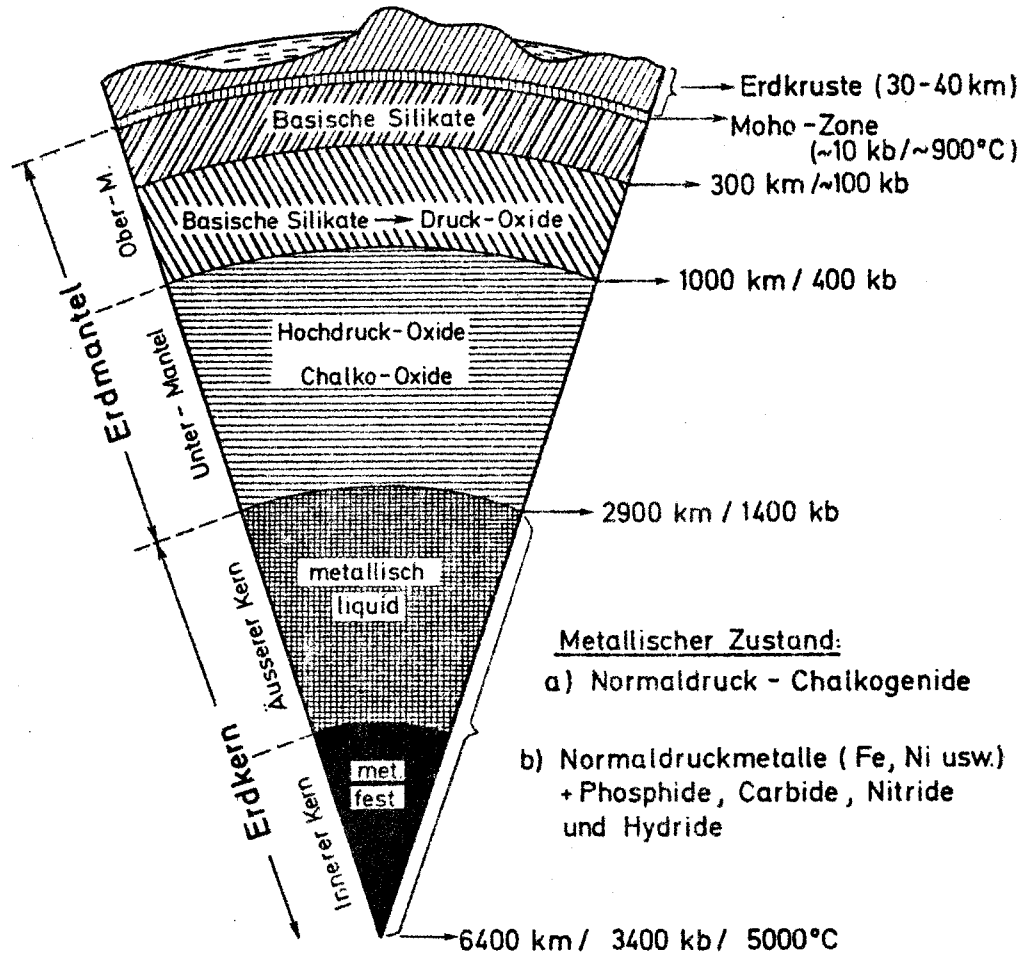
Trotz der zahlreichen Forschungsergebnisse, die in jüngerer Zeit unser Wissen von der Beschaffenheit des oberen Mantels und der Kruste vertieft haben, stößt die Erkundung des Erdinneren noch immer auf große Schwierigkeiten. Eine Darstellung des Erdkerns, des tieferen Mantels und der möglichen Ursachen für die Entstehung des Magnetfeldes bleibt daher nach wie vor mit Spekulationen behaftet.

2. Aufbau der Erde

Da sich das Erdinnere dem direkten Zugriff entzieht, und die dort herrschenden p-, T-Bedingungen im Labor kaum nachvollziehbar sind, lassen sich Aussagen nur mit Hilfe geophysikalischer und geochemischer Methoden, insbesondere durch Auswertung der Laufzeiten von Erdbebenwellen, treffen. Hierbei werden sogenannte P-Wellen (undae primae), welche sich als Longitudinalwellen mit hoher Geschwindigkeit durch den Erdkörper fortpflanzen, zur Untersuchung herangezogen. Ihre Geschwindigkeit hängt dabei von der Art des Gesteins ab - je härter und je schwerer, desto höher die Geschwindigkeit.

## 1. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere

Sprunghafte Änderungen ihrer Geschwindigkeit in bestimmten Tiefen sowie Brechung und Reflexion an Unstetigkeitsflächen belegen das Vorhandensein eines Schalen-Aufbaues. Man unterscheidet Erdkruste, Erdmantel und Erdkern, die sich ihrerseits noch weiter untergliedern lassen.



### 3. Erdkern

Bezüglich der Beschaffenheit des Erdkerns, der mit einem Radius von 3485 km (1/6 des Volumens, 1/3 der Masse der Erde) etwa der Größe des Mars entspricht, gehen nach wie vor die Meinungen auseinander. Da in einer Tiefe von ca. 2880 km die Geschwindigkeit der P-Wellen nach einem Anstieg auf 13,6 km/s wieder auf 8,1 km/s zurückfällt, wird hier, an der sogenannten Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität, die Grenze zwischen Mantel und Kern gezogen. Wahrscheinlich herrscht an dieser Unstetigkeitsfläche bereits ein Druck von mehr als 1300 kbar und eine Temperatur von etwa 2500-3000°C.

## 2. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere

Zieht man lediglich das Gewicht der überlagernden Gesteinsmassen unter Berücksichtigung der mit der Tiefe zunehmenden Dichte zu Berechnungen heran, so müßte im Zentrum der Erde ein Druck von mehr als 3500 kbar bzw. eine Temperatur von 3000-5000°C vorliegen und das spezifische Gewicht von 9,4 g/cm<sup>3</sup> in 2880 km Tiefe auf maximal 13,5 g/cm<sup>3</sup> gestiegen sein.

Da Transversalwellen (S-Wellen, undae secundae), welche ebenfalls bei Erdbeben entstehen und den P-Wellen mit etwa halber Geschwindigkeit folgen, grundsätzlich keine Flüssigkeiten durchqueren und auch den äußeren Teil des Kerns nicht durchdringen können, wird daraus geschlossen, daß dieser Bereich flüssig ist (echte Schmelze oder unbekannter Aggregatzustand?).

Für den inneren Teil des Kerns, der vom äußeren anhand von Wellenlaufzeiten unterschieden wird, kann dagegen eine feste Beschaffenheit, etwa gediegenes Eisen und Nickel mit diversen Beimengungen, angenommen werden (Bullen, Haalck).

Dabei wird die Hypothese eines metallischen Kerns und eines silikatischen Mantels durch Untersuchungen an Meteoriten, welche sowohl in metallischer (Ni, Fe) als auch silikatischer Form auftreten, unterstützt.

Eine andere Theorie (Ramsey, Neuhaus) besagt auf Grund von Hochdruck- und Hochtemperaturversuchen, daß im Erdkern diesselben Minerale wie in der Kruste vorhanden sein müßten. Allerdings wären die Atome, bedingt durch den hohen Druck, auf kleinstem Raum zusammengedrängt bzw. ihre Elektronen-"Schalen" zusammengebrochen, was eine entsprechend hohe Dichte zur Folge hätte.

Schließlich sei noch die Hypothese von Kuhn und Rittmann erwähnt, welche ab 2400 km Tiefe eine Solarmaterie vermuten, was aber die Existenz einer stofflichen Unstetigkeit in 2900 km verwerfen würde.

## 4. Erdmantel

Wenn auch der Mantel, ebenso wie der Kern, eine direkte Beobachtung verwehrt, bleibt unser Wissen über diesen Bereich doch in geringerem Maße spekulativ. So wird z.B. entlang der ozeanischen Rücken immer wieder Material aus dem oberen Mantel zutage gefördert und gibt damit Aufschlüsse über seine stoffliche Zusammensetzung.

### 3. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere

Für den unteren Mantel, welcher wahrscheinlich aus ultrabasischen Silikaten in Hochdruck-Modifikationen aufgebaut wird, können auf Grund der elektrischen Leitfähigkeit Elemente und Verbindungen mit Halbleitereigenschaften angenommen werden. Die Dichte beträgt im Schnitt  $5,7 \text{ g/cm}^3$ , der Druck steigt in Richtung Kern von etwa 400 auf über 1300 kbar und die Materialfestigkeit dürfte hier, erkennbar an der hohen Geschwindigkeit der P-Wellen, ein Maximum erreichen.

Auch für den mittleren Bereich des Mantels, aus diversen Sulfiden und Oxiden bestehend, wird eine relativ hohe Festigkeit postuliert (P-Wellen 8,2-8,4 km/s), bei geringerer Dichte ( $4,6 \text{ g/cm}^3$ ) und einem Druck von ca. 400 kbar.

Der obere Mantel schließlich, welcher für die Bildung von Ozeanboden und die geotektonischen Prozesse in der Kruste große Bedeutung besitzt, läßt eine Differenzierung in drei Bereiche erkennen und besteht im wesentlichen aus Basalten und Peridotiten. Dabei wird der äußerste Anteil auf Grund seiner Starrheit mit der Erdkruste zur sogenannten Lithosphäre zusammengefaßt - eine scharfe Grenzziehung zwischen Kruste und Mantel ist allerdings nicht möglich. So muß die als Mohorovičić-Diskontinuität bezeichnete Unstetigkeitsfläche als eine einige Kilometer breite Übergangszone aufgefaßt werden, deren Tiefe sich zwischen 5 km (Ozeane) und 50 km (Kontinente) bewegt. Die darunter befindliche Asthenosphäre weist eine niedrigere Viskosität und erhöhte Leitfähigkeit auf (Geschwindigkeitsumkehr der P-Wellen), auch die Dichte ist, vor allem unter den Ozeangebieten, geringer als die der Lithosphäre. Ihre vertikale Ausdehnung wird auf 100-300 km geschätzt. Die Asthenosphäre steht mit der Lithosphäre im Massenaustausch, besonders an den ozeanischen Rücken, wo Material aus dem Mantel aufsteigt und zu Lithosphäre erstarrt. Als Antrieb dafür werden Konvektionsströme des Mantelmaterials (s. unten) angenommen. In der als Mesosphäre bezeichneten Zone nehmen Dichte ( $3,3 \text{ g/cm}^3$ ) und Viskosität erneut zu - trotz der erhöhten Festigkeit sind noch Inhomogenitäten (z.B. tiefliegende Erdbebenzentren) nachweisbar.

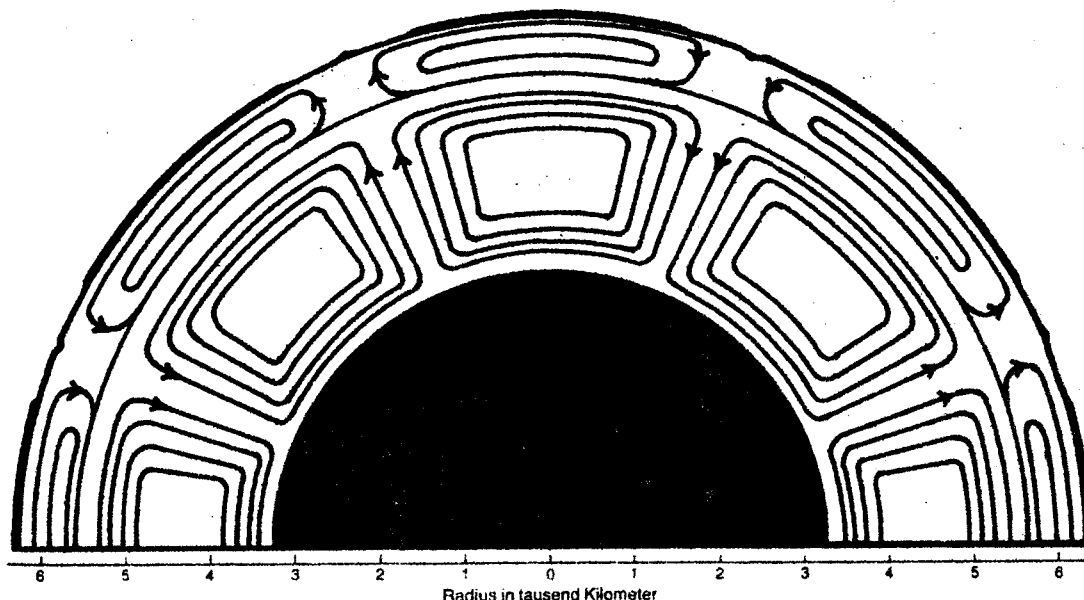
#### 4. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere

##### 4.1. Dynamik des Mantels

Bereits Anfang der dreißiger Jahre legten verschiedene Beobachtungen nahe, daß der Mantel - besonders der Bereich der Asthenosphäre - nicht als starrer, sondern als mobiler Körper aufgefaßt werden muß. So ergaben Messungen mit empfindlichen Gravimetern über den Tiefseegräben Indonesiens und des westlichen Pazifik die größten Schweredefizite, die jemals aufgezeichnet wurden. Das hier herrschende hydrostatische Ungleichgewicht mußte von Kräften herrühren, welche Gesteine der Kruste - mehr als die Schwerkraft - in die Tiefe zogen. Weiters konnte entlang der ozeanischen Rücken ein erhöhter Wärme fluß aus dem Erdinneren festgestellt werden - umgekehrt betrug der Wert an den Tiefseegräben nur etwa ein Zehntel des sonst üblichen.

Diese Beobachtungen und die Tatsache, daß an ozeanischen Rücken das Aufsteigen von Mantelmaterial z.T. direkt beobachtet werden kann, lassen auf das Vorhandensein von Konvektionsströmen im Inneren des Mantels schließen. Dort, wo solche Ströme nach oben gerichtet sind, entstehen ozeanische Rücken, in Bereichen abwärtsgerichteter Bewegung dagegen Tiefseegräben. Die Vorstellung, daß zwischen auf- und absteigender Konvektion eine horizontale Strömung existiert, wird durch die Lage der plastischen Asthenosphäre noch unterstützt.

Wenn sich auch die Mantelströmungen nicht direkt beobachten und damit beweisen lassen, so wäre eine solche Konvektion schon deshalb notwendig, um im wenig wärmeleitenden Mantel eine Wärmeübertragung vom Kern zur Kruste zu gewährleisten.



## 5. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere

Physikalisch gesehen, können die Zellen, um die herum die Konvektionsströme laufen und von denen sie angetrieben werden, alle möglichen Größen, Formen und Muster annehmen. Auch mögen sie im Laufe der Zeit ihre Lage bzw. ihre Intensität verändern, gänzlich aufhören und anderswo wieder neu beginnen. Das würde etwa das periodische Auftreten von Gebirgsbildungen oder die Bewegungen der Kontinente im Sinne der Plattentektonik (s. unten) erklären.

### 5. Erdkruste

Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Bereichen der Erde läßt die Kruste z.T. genaue Beobachtungen bis in Tiefen von 10-20 km zu. Mit Hilfe der Laufzeiten von P-Wellen kann eine Trennung in zwei Stockwerke vorgenommen werden. Zum oberen, auch Kontinentale Kruste genannt, zählen die nicht überall vorhandene Sedimentdecke und das darunterliegende Grundgebirge. Letzteres besteht aus magmatischen und metamorphen Gesteinen und tritt vor allem in den Kernregionen der Kontinente ("Alte Schilde") zutage. Auf Grund des hohen Silizium- und Aluminium-Gehaltes wird dieser Teil auch als "Sial" (Granitische Schale) bezeichnet - die Dichte beträgt etwa  $2,7 \text{ g/cm}^3$  und die Geschwindigkeit der P-Wellen  $4,0-6,0 \text{ km/s}$ . Im allgemeinen mißt die Dicke dieser Oberkruste 10-30 km, schwillt aber im Bereich der jungen Gebirge (Alpen, Himalaya, Rocky Mountains etc.) bis auf 50 km an (Gebirgswurzel). Im Bereich der Ozeane dünnt diese allmählich aus und wird durch die schwerere, aus Basalt und Gabbro aufgebaute Ozeanische Kruste ersetzt (Dichte  $3,0 \text{ g/cm}^3$ , Geschwindigkeit der P-Wellen  $6,0-7,8 \text{ km/s}$ ). Die Trennlinie zwischen beiden stellt die sogenannte Conrad-Diskontinuität dar. Da in diesem Bereich die Häufigkeit von Si und Al ab-, der Anteil von Magnesium und Eisen dagegen zunimmt, spricht man auch von "Sima" oder Gabbro-Schale. Ihre Dicke beträgt unter den Ozeanen lediglich 5-6 km, erweitert sich aber unter den Kontinenten auf etwa 15-20 km, so daß ihre Unterfläche dort in durchschnittlich 30-35 km Tiefe liegt.

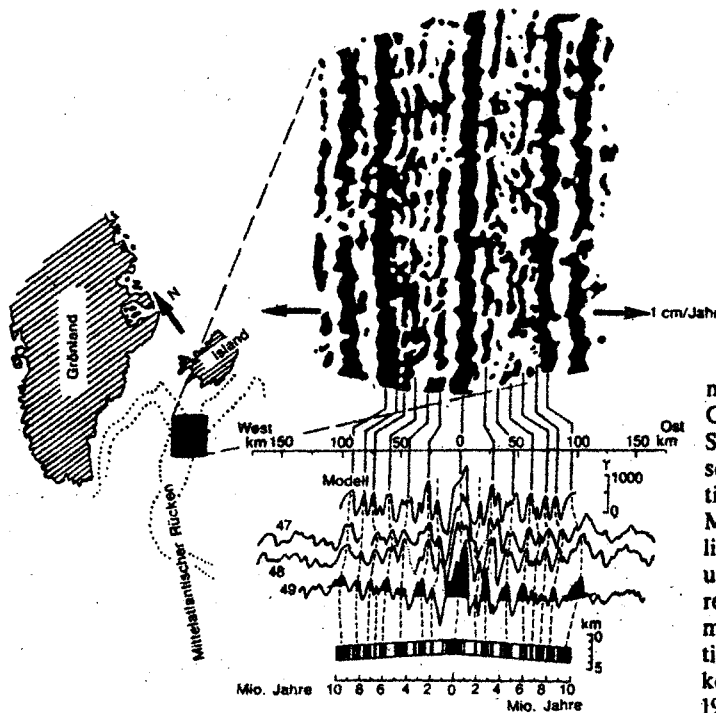
#### 5.1. Plattentektonik

Schon vor langer Zeit hatten Geologen bemerkt, daß Kettengebirge, Vulkane und Erdbeben nicht überall auf der Erde vorkommen, sondern sich in ganz bestimmten, meist relativ schmalen Zonen - offensichtlich Schwächebereiche der Erdkruste - konzentrieren.

## 6. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere

Unter den vielen Hypothesen, die zur Erklärung entwickelt und wieder verworfen wurden, gewann die Kontinentalverschiebungstheorie von Alfred Wegener (1880-1930) immer mehr an Bedeutung. Bereits im Jahre 1912 vorgestellt, konnte sie sich allerdings erst gegen Ende der sechziger Jahre im Zuge der Erforschung der Ozeanböden durchsetzen und verspätete Anerkennung finden.

So hatte man vermutet, daß im Bereich der ozeanischen Rücken durch Spreizen des Ozeanbodens (Sea Floor Spreading) und durch Aufsteigen von Magma aus dem Mantel ein jährlicher Zuwachs der Ozeankruste von einigen Zentimetern erfolgt. Wenn nun flüssiger Basalt in Rissen parallel zur Achse der Rücken nach oben steigt und am Meeresboden erstarrt, werden seine magnetisierbaren Kristalle in der Richtung des herrschenden Magnetfeldes ausgerichtet. Bei systematischen Magnetometermessungen auf dem Meeresgrund konnte ein Muster von Streifenpaaren abrupt wechselnder Magnetisierung symmetrisch zur Längsachse der Rücken gefunden werden. Damit waren sowohl das Sea Floor Spreading als auch der häufige Polaritätswechsel des irdischen Magnetfeldes bewiesen.

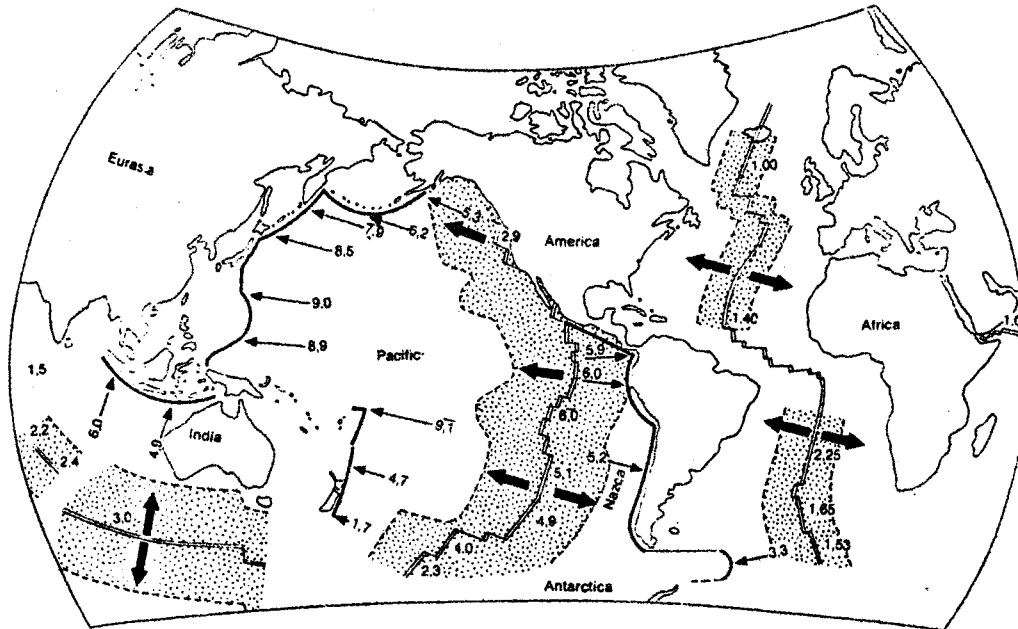


Oben: Karte der erdmagnetischen Anomalien im Gebiet des Reykjanes-Rückens. Symmetrisches Streifenmuster: schwarz = positive, weiß = negative Anomalien. Position des Meßgebietes in der Skizze oben links. Unten: drei Meßprofile und ein theoretisches Profil, berechnet aus dem Krustenmodell mit positiv (schwarz) und negativ (weiß) magnetisierten Blöcken (nach Strobach, Umschau 1974).

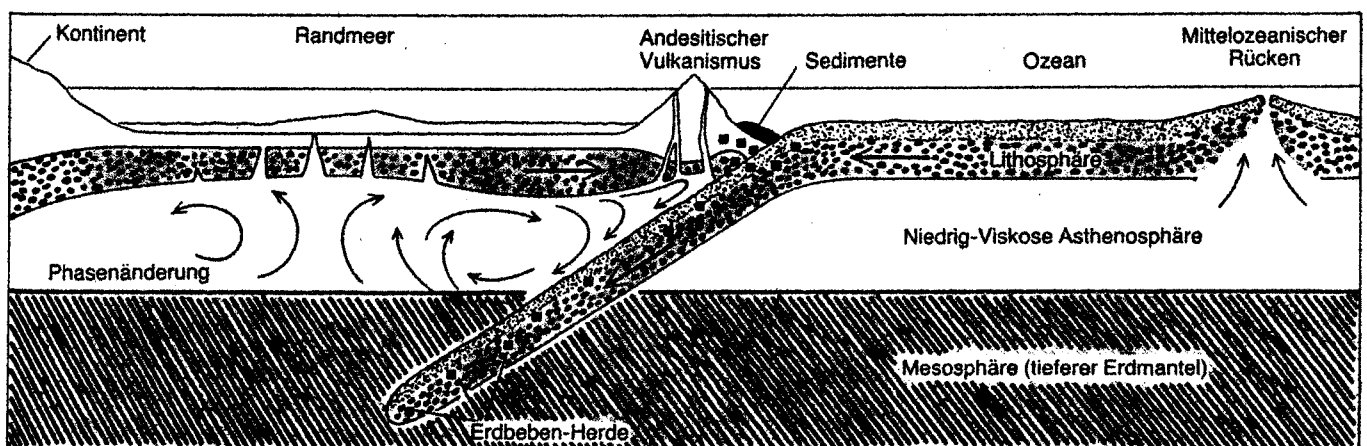
Weiters ergaben Berechnungen, daß kein Bereich der Ozeane älter ist als 200 Millionen Jahre, was etwa 5% der bekannten Erdgeschichte entspricht. Da sich die Erde bei stetigem Nachschub von

## 7. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere

Material aus dem Mantel kaum vergrößert hat, muß der Ozeanboden an anderer Stelle wieder in den Mantel abtauchen. Dies ist im Bereich der sogenannten Subduktionszonen (z.B. Westpazifische Tiefseegräben) tatsächlich der Fall.



Lage der Großplatten, ozeanischen Rücken (Doppellinien) und Tiefseerinnen (fette Linien). Zahlen neben den Rücken: „Spreading“-Raten in cm/Jahr nach jeder Seite. Dünne Pfeile: Richtung der Plattendrift; Zahlen daneben: Relativgeschwindigkeit der Platte in cm/Jahr. Graue Flächen: in den letzten 50 Millionen Jahren neu gebildeter Ozeanboden (nach *Strobach, Umschau 1974*)



Ein Schnitt durch Kruste und Mantel zeigt, wie man sich Bildung und Subduktion von Lithosphäre vorstellen muß. An den Spreizungszentren der mittelozeanischen Rücken dringt Material aus dem Mantel auf, neue Lithosphäre entsteht. Dort, wo die Lithosphären-Platte in den Erdmantel eintaucht, formt sich ein Tiefseegraben. Erdbeben (schwarze

Quadrate) häufen sich im oberen Teil der abtauchenden Platte. Die Pfeile in der weichen Asthenosphäre zeigen die Richtung denkbarer lokaler Konvektionsströme. Diese sekundären Konvektionsströme in dem Asthenosphärenkeil zwischen aktiver und abtauchender Platte können unter dem Randmeer weitere Spreizungszentren entstehen lassen.



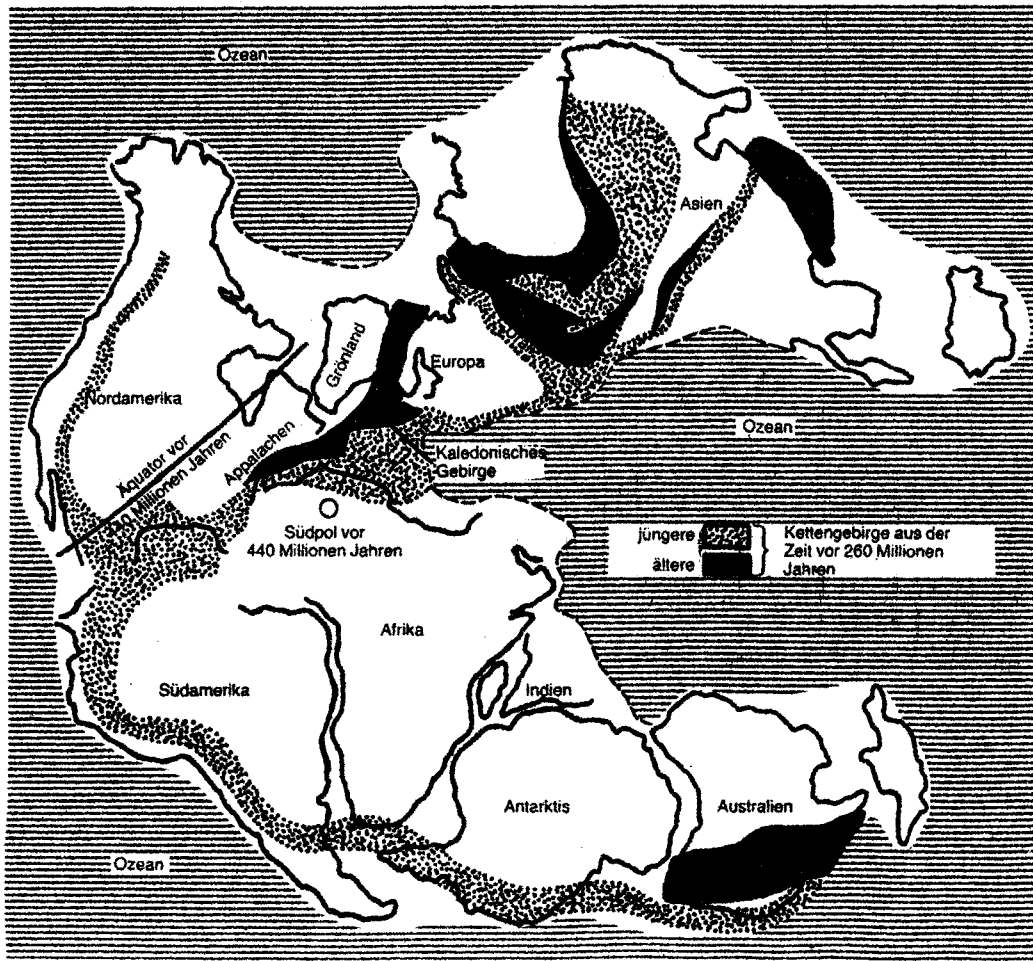
## 8. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere

Damit konnte in den letzten zwei Jahrzehnten folgendes Modell der Plattentektonik entwickelt werden:

- 1) Bedingt durch das Vorhandensein von Konvektionsströmen im Bereich des Mantels präsentieren sich Ozeane und Kontinente als starre Platten, welche auf dem schwereren Material des Mantels "schwimmen" und relativ zueinander in ständiger Bewegung sind
- 2) In Gebieten aufsteigender Konvektion brechen Kontinente auseinander bzw. entstehen ozeanische Rücken, Bereiche mit absteigender Bewegung sind durch Subduktion gekennzeichnet, dazwischen strömt das Magma mehr oder minder horizontal innerhalb der Asthenosphäre und transportiert die Platten
- 3) Die mobilen Platten können verschiedene Arten von Bewegung ausführen:
  - a) Konservierende Platten gleiten aneinander vorbei (Bildung von langgestreckten Störungszonen)
  - b) Divergierende Platten entfernen sich voneinander (Entstehung von ozeanischen Rücken)
  - c) Konvergierende Platten kollidieren miteinander (Subduktionszonen)
- 4) Bereiche mit Subduktion sind meist durch Abtauchen schwererer Ozeanischer Kruste unter leichtere Kontinentale Kruste gekennzeichnet, hierbei kommt es zur Entstehung von Tiefseegräben, Inselbögen und Kettengebirgen (Rocky Mountains, Anden); seltener wandert bei Kollision Kontinentale Kruste unter ebensolche (Himalaya)
- 5) Alle Plattengrenzen stellen Schwächezonen der Erdkruste dar, häufiges Auftreten von Erdbeben ist die Folge, vor allem entlang der Inselbögen (Aleuten, Japan, Sumatra-Java) reichen Erdbebenherde bis in Tiefen von 700 km hinab (Benioff-Zonen); außerdem sind viele Bereiche durch z.T. starken Vulkanismus ausgezeichnet (Island)

Wenn auch viele Fragen z.B. im Zusammenhang mit der Drift der Kontinente gelöst werden konnten (Vorkommen gleichaltriger Fossilien und Klimazeugen auf heute weit auseinanderliegenden Kontinenten, "Wanderung der Pole" etc.), so gibt es nach wie vor eine Reihe von Phänomenen, die sich der Erklärung durch die Plattentektonik entziehen. Gerade solche Lücken bieten aber Ansatzpunkte zur Weiterentwicklung dieser bisher so fruchtbaren Theorie.

## 9. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere



Paßt man die großen kontinentalen Landmassen der Gegenwart mit ihren Rändern aneinander, entsteht der Superkontinent *Pangäa*. Seine Auflösung begann vor 200 Millionen Jahren, als sich ein Grabenbruch zwischen Afrika und der Antarktis entwickelte. Weitere Risse erlaubten Südamerika, Indien und Australien, in ihre heutigen Positionen zu driften. Kettengebirge auf dem Superkontinent, die älter sind als 260 Milli-

onen Jahre, sind farbig schattiert. Die Kettengebirge weisen auf Kollisionen mit Kontinentalschollen hin, die älter sind als Pangäa. Aus einer früheren Kollision zwischen Afrika und Amerika sind die Appalachen hervorgegangen. Erst diese Kontinentalverschiebung kann erklären, wieso ein Südpol und eine Äquatorialzone aus der Zeit vor 440 Millionen Jahren auf Pangäa nebeneinanderliegen.

## 6. Mögliche Ursachen für die Entstehung des Erdmagnetfeldes

Obwohl das irdische Magnetfeld seit dem 17. Jhd. bekannt ist, bleibt seine Entstehung nach wie vor unklar. Eine permanente Magnetisierung von Mineralien kommt als Ursache nicht in Frage, da in fast allen Tiefen der Erde so hohe Temperaturen vorliegen, daß jedes magnetisierte Material sofort seine Magnetisierung verlieren würde. Vielmehr dürfte das Wandern flüssiger Materie im äußeren Kern elektrische Ströme erzeugen, die ihrerseits das Magnetfeld hervorrufen.

Da das Magnetfeld seit seiner Entdeckung ständig beobachtet wird, konnte festgestellt werden, daß eine langsame Verschiebung seiner unregelmäßigen Wirbel in westlicher Richtung um ca. einen

## 10. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere

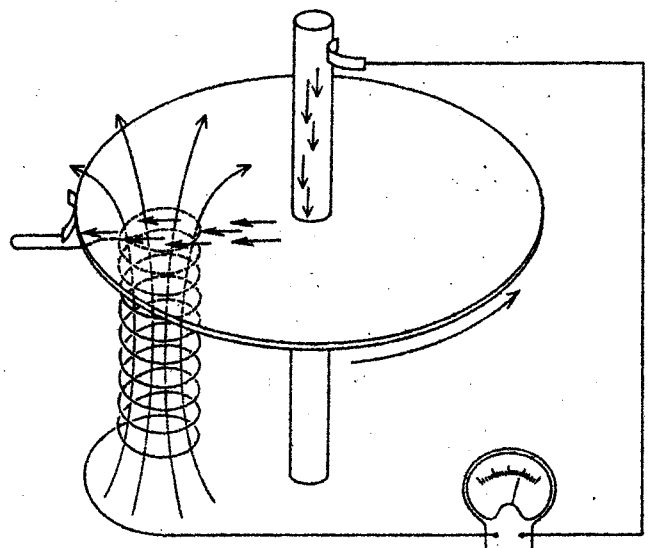
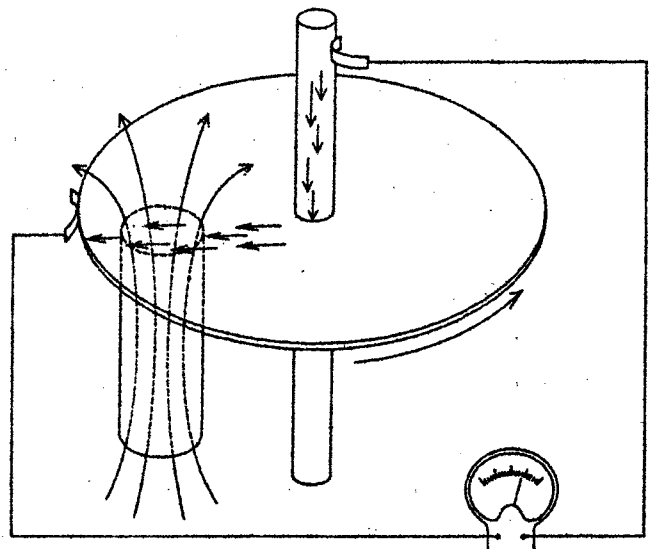
Längengrad in fünf Jahren erfolgt, was einer Geschwindigkeit der Schmelze im Erdkern von etwa einem Millimeter pro Sekunde oder 86 m pro Tag entspricht. Außerdem ergaben die seit dieser Zeit erstellten Karten eine langsame, gleichmäßige Abnahme der Feldstärke. Messungen an Gesteinen zeigten weiters, daß die Erde seit mindestens 2,7 Milliarden Jahren ein Magnetfeld besitzt - etwa einmal in einer Million Jahren kehrte sich seine Richtung um.

Jede Theorie, die versucht, die oben genannten Phänomene und ihre Entstehung zu erklären, ist nicht einfach zu entwickeln, da uns eine ca. 3000 km dicke Materieschicht von der äußersten Zone des Erdkerns trennt. Man kann also nicht erkennen, wie das Feld dort aussieht, wo es entsteht. Wahrscheinlich ist es in der Nähe des Erdkerns zehnmal stärker als an der Oberfläche, besitzt eine viel komplexere Struktur als die uns zugängliche Dipolform vermuten läßt und ändert sich wesentlich schneller.

Das Modell des Erdkerns, welches den heute bekannten Tatsachen am besten entspricht, ist jenes des sich selbst erhaltenden Dynamos von W.M.Elsasser und E.C.Bullard.

Ein einfaches Beispiel eines Dynamos stellt der von M.Faraday erfundene Scheibendynamo dar: unter einer drehbar gelagerten Kupferscheibe befindet sich, parallel zur Drehachse ausgerichtet, ein Stabmagnet. Wird die Scheibe gedreht, so fließt in ihr ein Strom (Umsetzung von mechanischer in elektrische Energie).

In einem sich selbst erhaltenden Dynamo, bei dem der Stabmagnet durch eine Spule ersetzt ist,



Dreht man eine Kupferscheibe im Magnetfeld eines Stabmagneten (oben) oder einer stromdurchflossenen Spule (unten), so entstehen in der Scheibe elektrische Ströme (farbige Pfeile). Nach ihrem Erfinder bezeichnet man eine solche Anordnung als Faradayschen Scheibendynamo. Das Magnetfeld des im unteren Teilbild skizzierten Dynamos erhält sich selbst, das heißt, die in der Scheibe erzeug-

ten elektrischen Ströme werden durch die Windungen der Spule geleitet und erzeugen das zu ihrer Aufrechterhaltung erforderliche Magnetfeld, so daß außer dem Startfeld kein zusätzliches Magnetfeld erforderlich ist. Man nimmt an, daß sich die Schmelze im Erdkern so bewegt, daß nach dem Prinzip des sich selbst erhaltenden Dynamos das Magnetfeld der Erde entsteht.

## 11. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere

verstärkt der elektrische Strom das Magnetfeld, so daß außer dem Startfeld, das den Dynamo anregt, kein weiteres äußeres Feld notwendig ist. Fließt Strom durch die Spule, so entsteht ein Magnetfeld, das in der sich drehenden Scheibe einen Strom erzeugt. Leitet man diesen Strom in die Spule zurück, so hält er das Magnetfeld aufrecht. Man muß also nur dafür sorgen, daß die Scheibe nicht aufhört, sich zu drehen.

Natürlich ist die Schmelze im Erdinneren keine feste rotierende Scheibe, aber sie könnte im Prinzip so fließen, daß ein sich selbst erhaltender Dynamo entsteht - ein schwaches, die Milchstraße durchsetzendes Magnetfeld hätte ihn aktivieren können. Das auf diese Weise erzeugte Magnetfeld wäre aber viel stärker als dasjenige, welches ihn ausgelöst hat.

Da nicht nur die Erde, sondern auch andere Planeten und rotierende Sterne ein Magnetfeld besitzen, das mit der Achse ihrer Drehbewegung übereinstimmt oder in Beziehung steht, wurde die Rotation als Hauptursache für den Magnetismus vermutet. Wenn auch ein Zusammenhang zwischen beiden Phänomenen als gesichert gilt, so dürfte diese doch nicht der wesentliche Faktor sein. Auch ein Wärmestrom aus dem Erdinneren, der z.B. aus dem radioaktiven Zerfall stammen könnte, ist nicht in der Lage, das Magnetfeld der Erde aufrechtzuerhalten - außerdem läge der Wirkungsgrad eines wärmegetriebenen Dynamos nur bei etwa fünf Prozent.

Man hat daher das Schwerefeld der Erde als Energiequelle in Betracht gezogen. Auf Grund der fünfmal so großen Dichte des festen inneren gegenüber dem flüssigen äußeren Kern, die wahrscheinlich durch die Aufnahme von Fe und Ni aus dem Äußeren in den inneren Kern bedingt ist, unterliegt das zurückbleibende leichtere Material Auftriebskräften im Schwerefeld der Erde. Es entstehen Strömungen in der Schmelze, die die Dichteunterschiede auszugleichen suchen - ein solcherart angetriebener Dynamo könnte einen Wirkungsgrad von nahezu hundert Prozent erreichen.

Schwierigkeiten bereiten nach wie vor die in unregelmäßigen Abständen wiederkehrende Umkehrung der Feldrichtung bzw. die damit einhergehende Zu- und Abnahme der Feldstärke und die eigenartige Verschiebung der Wirbel in westlicher Richtung.

## 12. Fortsetzung Referat: Das Erdinnere

Erstere können als normale Erscheinungen eines ständig arbeitenden Dynamos angesehen werden, letztere wären durch die Annahme eines ringförmigen Magnetfeldes im Erdkern erklärbar (Auftreten von Wellen mit Perioden von einigen tausend Jahren).

Trotz der Kompliziertheit und der Unzulänglichkeiten dieser Theorie dürfte der Schwerefelddynamo gute Aussichten haben, in künftigen Vorstellungen vom Erdkern eine bedeutende Rolle zu spielen.

### Literatur:

Brinkmann, R.: Abriß der Geologie, Band 1: Allgemeine Geologie. Verlag F. Enke, Stuttgart, 12. Auflage 1980.

Giese, P., et. al.: Ozeane und Kontinente. Ihre Herkunft, ihre Geschichte und Struktur. Spektrum der Wissenschaft: Verständliche Forschung. Spektrum der Wissenschaft Verlagsgesellschaft, Heidelberg, 5. Auflage 1987.

Richter, D.: Allgemeine Geologie. Sammlung Göschen, Band 2604, Verlag Walter de Gruyter, Berlin, New York, 2. Auflage 1980.

Thomas Weiland  
Arsenal Obj. 11d/2/11  
A-1030 Wien

## Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

### 1. Einleitung

Der Begriff des erdnahen Weltraums ist am besten definiert als derjenige Bereich des ("leeren") Weltraums, wo die Anwesenheit der Erde noch einen Einfluß hat. In unmittelbarer Umgebung der Erde wird dieser Einfluß vornehmlich durch die Lufthülle und die Gravitation ausgeübt, die am weitesten merkbare Beeinflussung ist die durch das Magnetfeld. Zur Abgrenzung gegenüber dem Vortrag vom 11. Mai (Atmosphäre der Erde) sei heute die Aufmerksamkeit einerseits auf einen Höhenbereich, der sicher über dem des Wetters liegt, und andererseits auf dessen ionisierten Anteil gerichtet. Die beiden entsprechenden Fachgebiete untersuchen die Ionosphäre bzw. die Magnetosphäre.

### 2. Ionosphäre

Als Ionosphäre bezeichnet man die ionisierte(n) Schicht(en) der Hochatmosphäre. Obgleich der Ionisationsgrad nur sehr gering ist (maximal 1 Ionenpaar pro 1 Million neutraler Teilchen) ist diese Schicht mit einer maximalen Elektronendichte von bis zu  $10^{12}$  Elektronen pro  $m^3$  in etwa 300 km für die Funkwellenausbreitung als Reflektor sehr wichtig.

Um die Vorgänge zu verstehen, die zur Bildung freier Ionen und Elektronen führen, muß man auch den Aufbau der neutralen Hintergrundatmosphäre kennen. Abb. 1 zeigt einen typischen Temperaturverlauf zwischen 10 und 110 km. Die Meteorologen, die sich als erste mit der Atmosphäre befaßt haben, teilen diese nach den Temperaturen in verschiedene "Sphären" ein, deren Obergrenzen "Pausen" genannt werden. So heißt die unterste Schicht, welche sich vom Erdboden bis ca. 15 oder 20 km erstreckt, Troposphäre und ihre Obergrenze ist die Tropopause. Der dominierende Erwärmungsprozeß ist die Absorption von Infrarot (Wärmestrahlung) durch den Erdboden, wobei darüberliegende Luftschichten durch Turbulenz mit dem Erdboden in Wärmeaustausch stehen. Wegen der

1. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

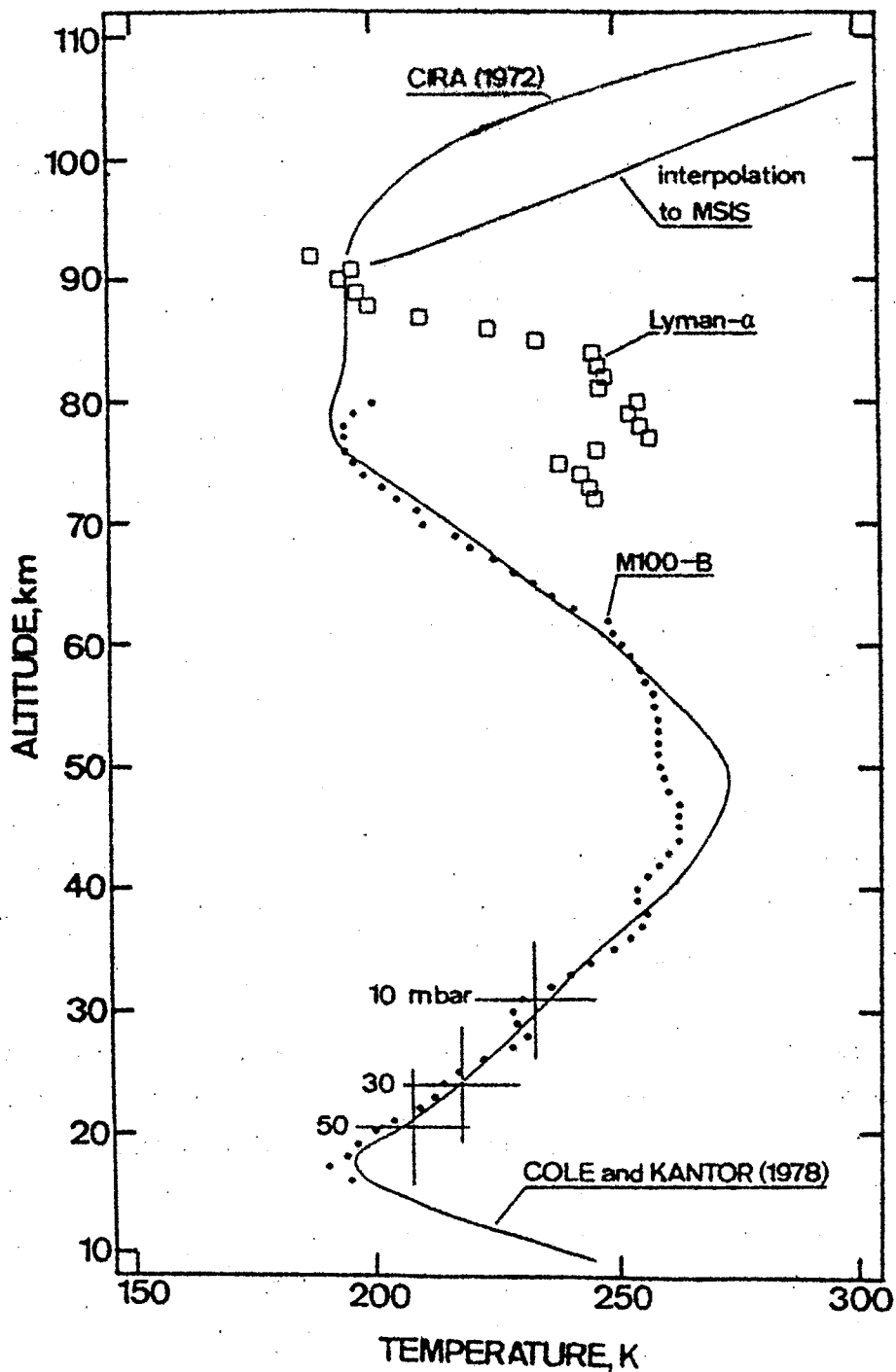


Abb. 1 Typischer Temperaturverlauf zwischen 10 und 110 km. Die gepunktete Linie ist eine Messung, die durchgezogene sind verschiedene empirische Modelle (März, 1972, Südindien).

## 2. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

zunehmenden Entfernung von der Erde wird daher die Temperatur stetig geringer.

Die nächsthöhere Schicht ist die Stratosphäre, in der die Temperatur wieder zunimmt, und in der Stratopause ein Temperaturmaximum erreicht. Die Ursache für die wieder zunehmende Erwärmung ist die Absorption von Ultraviolett (UV), welches durch das in der Stratosphäre befindliche Ozon ( $O_3$ ) nahezu völlig absorbiert wird; die Energie des solaren UV wird dabei in Wärme umgesetzt.

Als nächstes folgt die Schichte, für die man offensichtlich keinen geeigneten Namen gefunden hatte, nämlich die Mesosphäre. Hier nimmt die Temperatur wieder ab, da auch die Dichte des absorbierenden Ozons abnimmt. Die Mesopause am oberen Rand der Mesosphäre ist diejenige Höhe, wo die tiefsten im erdnahen Bereich vorkommenden Temperaturen gemessen wurden, nämlich - in speziellen Fällen - bis unter 100 K ( $-170^\circ$  C).

Die letzte Schicht ist die Thermosphäre, in der die Temperatur wieder kontinuierlich bis zu einem Grenzwert, Exosphärentemperatur genannt, ansteigt. Der Grund für die neuerliche Temperaturzunahme ist, daß dort die von der Sonne stammenden Röntgenstrahlen absorbiert werden.

Die Vorgänge, die im einzelnen die tatsächliche Temperaturverteilung bestimmen, sind sehr komplex. Abb. 2 zeigt ein Schema, das die wichtigsten Prozesse, die für die Atmosphäre bestimmend sind, beschreibt. Links oben ist der solare Fluß angedeutet, weiters sieht man u.a. wieder in den Weltraum zurückgestrahltes Infrarot, die Zusammensetzung der Luft, den Grad der Bedeckung mit Wolken, die optische Durchlässigkeit der Atmosphäre und anderes mehr.

Die Fluß elektromagnetischer Strahlung, der von der Sonne stammt, beträgt etwa  $1.4 \text{ kW/m}^2$ . Innerhalb der Meßgenauigkeit von entsprechenden Satellitengeräten (ca.  $\pm 1 \%$ ) ist diese sogenannte Solarkonstante tatsächlich konstant. Lediglich der kurzwellige Teil (extremes Ultraviolett, EUV und Röntgenstrahlen) unterliegt



### 3. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

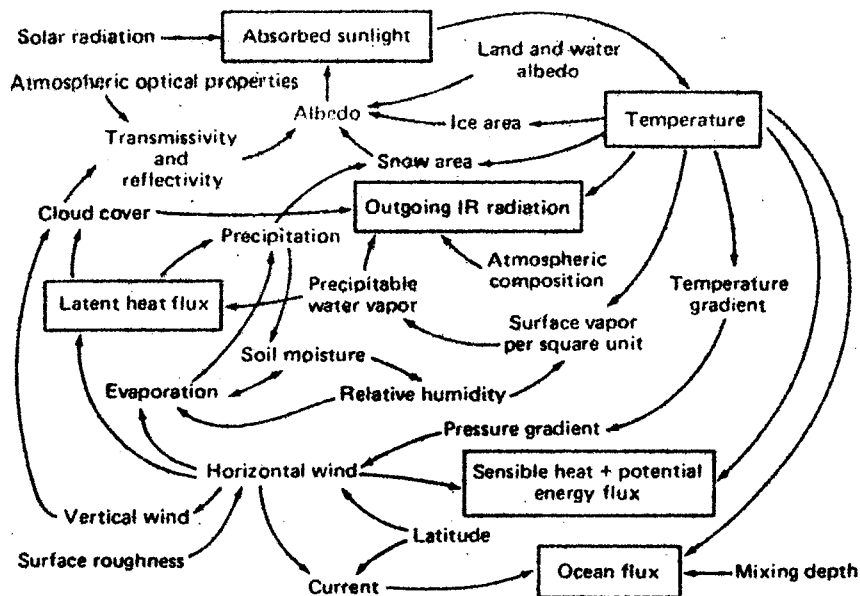


Abb. 2 Vereinfachtes Prinzipschema der wichtigsten physikalischen und chemischen Vorgänge, die für den Zustand der Atmosphäre verantwortlich sind.

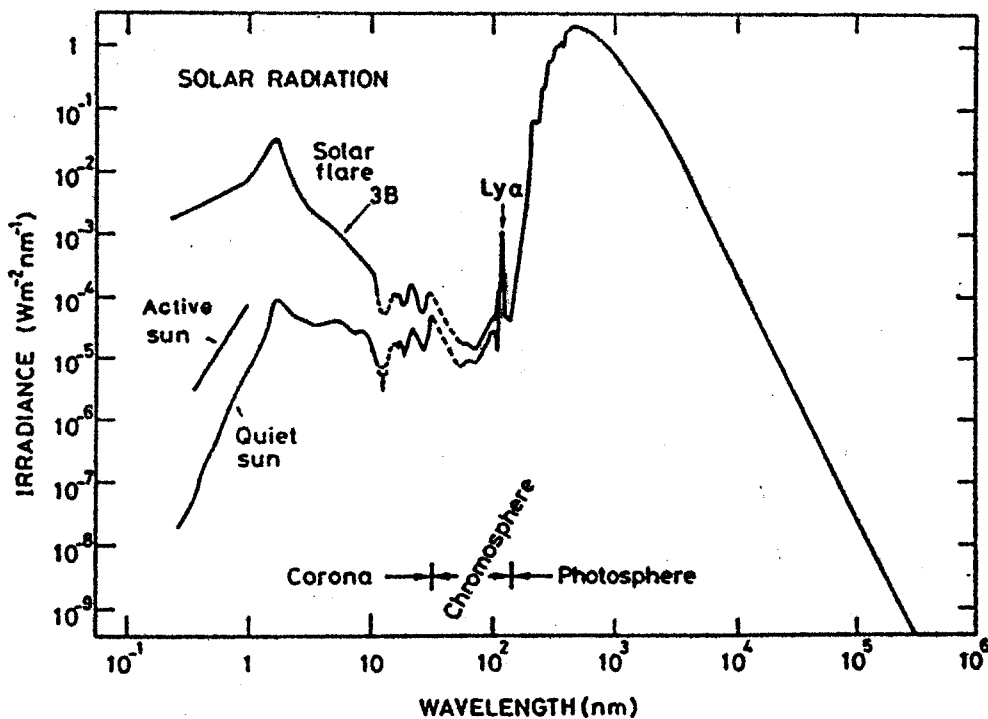


Abb. 3 Elektromagnetisches Spektrum der Sonne für verschiedene Aktivitäten. Man beachte die große mögliche Variation im kurzwelligen Teil des Spektrums (Röntgenbereich).

4. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

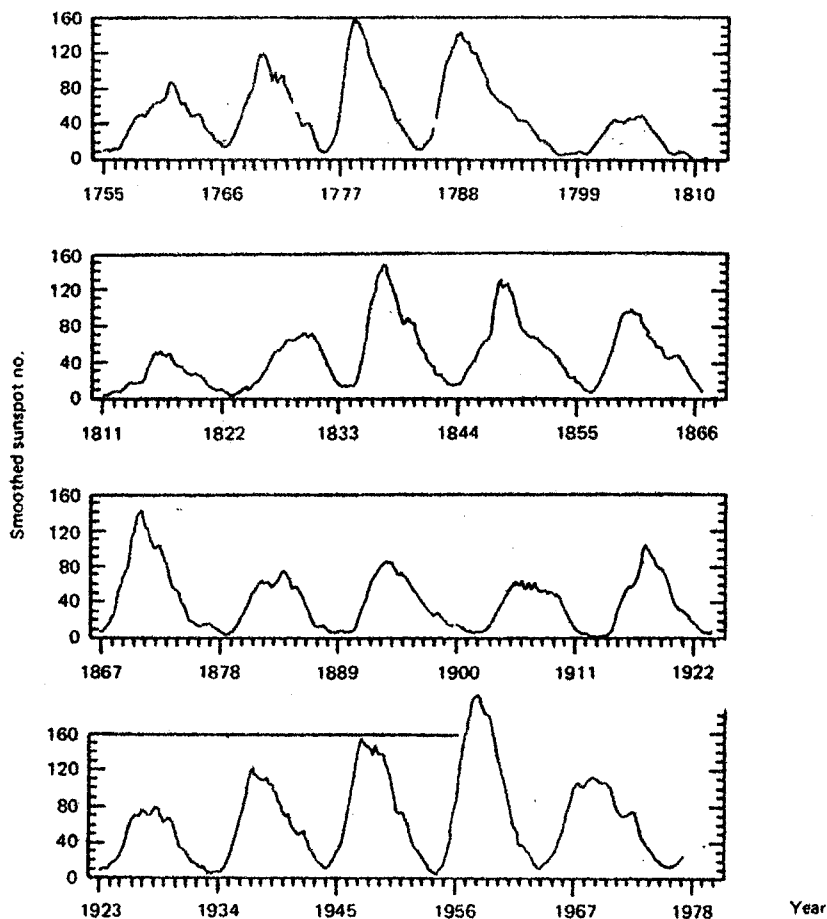


Abb. 4 Zeitliche Variation des Jahresmittelwertes der Sonnenflecken seit 1755.

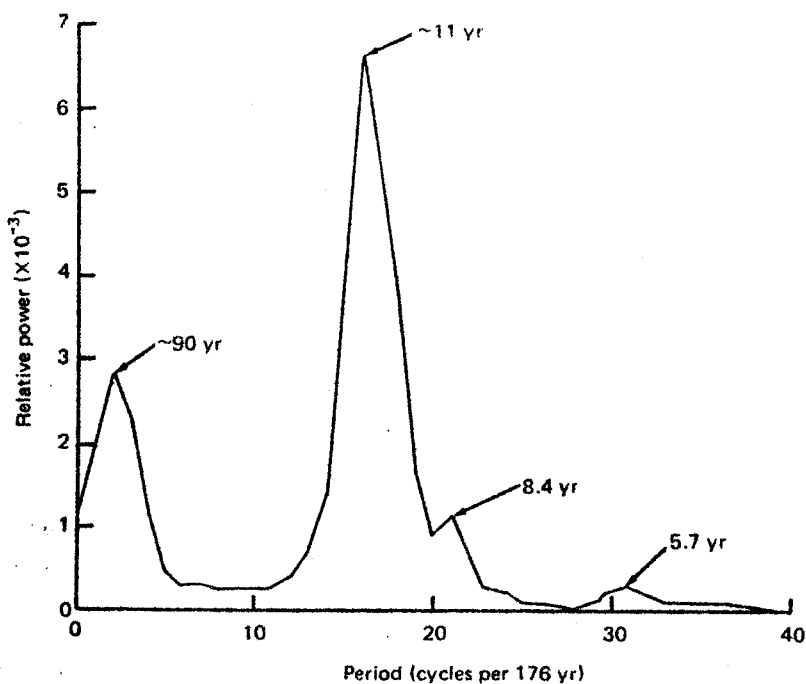


Abb. 5 Spektrum der Sonnenflecken in Perioden pro 176 Jahre. Man beachte, daß die am stärksten ausgeprägte Spektrallinie bei 11 Jahren liegt.

## 5. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

Schwankungen, die mit Perioden von 27 Tagen (Eigenrotation der Sonne) und etwa 11 Jahren (Sonnenszyklus) variieren. Abb. 3 zeigt das Sonnenspektrum zwischen kurzwelligen Röntgenstrahlen und Infrarot (Wärmestrahlung) zu verschiedenen Zeiten der Sonnenaktivität. Ein Maß für diese "Sonnenaktivität" sind die Züricher Sonnenfleckenzahlen, die seit dem 17. Jahrhundert regelmäßig beobachtet und aufgezeichnet werden. In Abb. 4 sind die Jahresmittelwerte der Sonnenflecken von 1755 bis 1978 dargestellt. Abb. 5 stellt das Spektrum der Sonnenfleckenzahlen dieser Periode dar. Man sieht, daß die am stärksten ausgeprägte Periodizität diejenige bei ca. 11 Jahren ist, während die meisten anderen Spektrallinien stark von der Größe des verwendeten Datensatzes abhängen. Die Zahl der sichtbaren Sonnenflecken ist eng gekoppelt mit erhöhten Flüssen im kurzwelligen Teil des Sonnenspektrums. Ein modernes Maß für die Sonnenaktivität beruht auf der Messung des Radiowellenflusses bei 10.7 cm Wellenlänge. Die Messungen werden seit etwas über 40 Jahren parallel zu den Sonnenfleckenbeobachtungen durchgeführt und haben gegenüber diesen zwei Vorteile: a) die Beobachtung ist auch bei bedecktem Himmel möglich, und b) der 10 cm Fluß korreliert viel besser mit dem Röntgenstrahlenfluß, wie Vergleiche mit Satellitenmessungen derselben aus den letzten 20 Jahren gezeigt haben.

Es besteht der naheliegende Verdacht, daß diese sich periodisch ändernden Solarflüsse einen Einfluß auf das Wetter, wie wir es am Boden beobachten, haben. Lediglich in der Thermosphäre tritt tatsächlich eine mit der Sonnenaktivität gekoppelte Temperaturänderung auf, da ja diese Höschicht von den sehr stark variierenden Röntgenstrahlenflüssen erwärmt wird. So beträgt die Exosphärentemperatur zu Zeiten des Solarmaximums bis 6000 K, zu Zeiten des Minimums jedoch nur etwa 1500 K. (Zur Zeit befinden wir uns im zunehmenden Ast des Sonnenszyklus, das Maximum wird in 1 bis 2 Jahren erreicht sein). Die Suche nach einem Zusammenhang von (vorhersagbarer) Sonnenaktivität und Wetter ist sehr verlockend, bislang konnten jedoch weder statistisch einwandfreie Beziehungen gefunden werden, noch ergeben theoretische Modelle der Atmosphäre einen solchen Hinweis. Die Sonnenfleckenzahl liegen seit ca. 1690 mit leidlich einheitlicher Genauigkeit vor,

## 6. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

davor kann man - unter Annahme einer 11-jährigen Periodizität - noch einige Sonnenzyklen zurück-extrapolieren. Wesentlich ungünstiger sieht die Situation bezüglich meteorologischer Daten aus. Die längste Serie von Wetterdaten stammt von London (seit 1698). Hier muß man jedoch bedenken, daß der Meßort inmitten der Stadt lag, und im Laufe der Zeit durch Verbauung ganz andere klein-klimatische Verhältnisse entstanden sind. Die Abb. 6 stellt ein Beispiel von guter Korrelation zwischen Temperatur und Sonnenfleckenzahl dar, wogegen Abb. 7 ein Beispiel ist, aus dem man ersieht, daß die Korrelation sowohl positiv, als auch negativ sein kann.

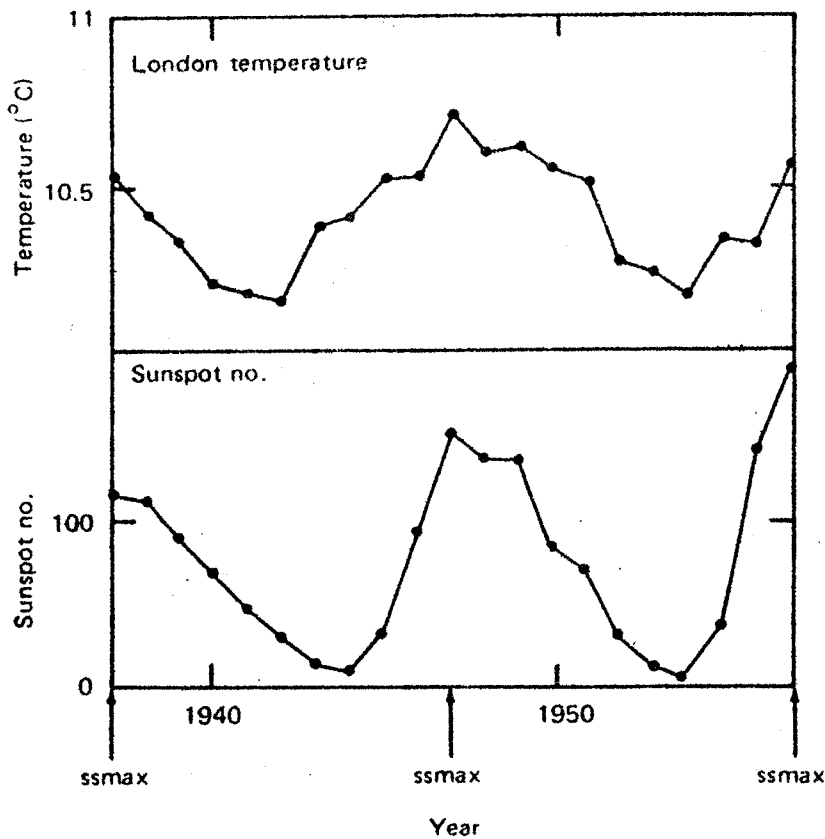


Abb. 6 Laufender Mittelwert der Jahresdurchschnittstemperatur in London und Mittelwert der jährlichen Sonnenfleckenzahl.

Um die Datenbasis für eine statistisch signifikante Untersuchung zu vergrößern, haben manche Forscher durchaus unkonventionelle Daten herangezogen. Ein französischer Forscher hat, bei-

## 7. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

spielsweise, als Ersatz für meteorologische Daten das Datum des Beginns der Weinlese bei Bordeaux verwendet, worüber aus steuerlichen Gründen von den Behörden schon seit dem 13. Jahrhundert genau buchgeführt wurde. Daß ausgerechnet Franzosen sich "weinbezogener" Daten bedienen, führte bei der Präsentation dieser Untersuchung zu leichtem Schmunzeln unter der Zuhörerschaft.

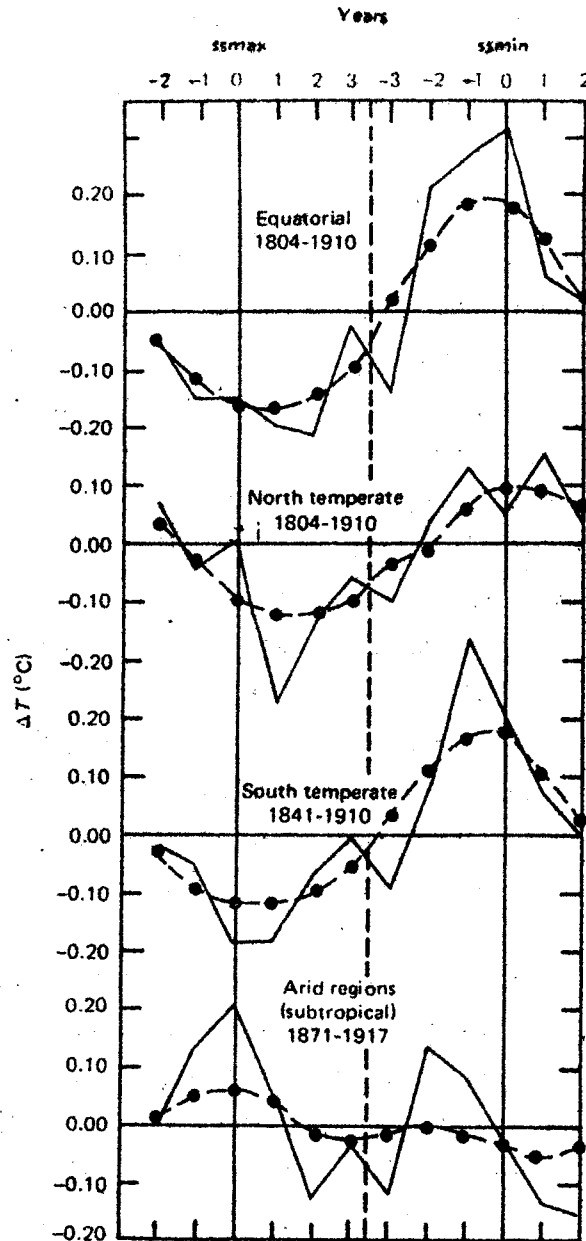


Abb. 7 Temperaturabweichungen vom Mittel als Funktion der Phase innerhalb des Sonnenzyklus. Man beachte, daß die Korrelation an verschiedenen Orten sowohl positiv, als auch negativ sein kann.

## 8. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

In vielen, langen Reihen meteorologischer Daten wurde nach 11-jährigen Perioden gesucht; ein interessanter Gegenvorschlag zur Beziehung zwischen Sonnenaktivität und Wetter ist, daß die Eigenschwingungsperiode des Stillen Ozeans zufälligerweise ebenfalls 11 Jahre beträgt. Warme Wassermassen aus äquatorialen Gebieten könnten somit alle 11 Jahre Gegenden hoher Breiten in Kontakt mit warmen Meereswasser bringen. So ein Effekt könnte auch erklären, warum es in manchen Datensätzen eine positive und in anderen eine negative Korrelation zwischen Sonnenaktivität und Bodentemperatur gibt.

### 3. Magnetosphäre

Die geringe Masse im interplanetaren Weltraum besteht zum überwiegenden Teil aus elektrisch geladenen Teilchen (Plasma) und nur zu einem geringeren Teil aus Neutralen. Wegen ihrer elektrischen Ladung sind die Bestandteile des Plasmas (hauptsächlich Protonen und Elektronen) in ihrer Bewegung durch Magnetfelder beeinflusst. Der Bereich, in dem die Bewegung der Plasmateilchen durch das Magnetfeld eines Planeten beeinflusst wird, nennt man Magnetosphäre. Eine Einführung in die sich in der Magnetosphäre abspielenden Prozesse wird im folgenden Vortrag "Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap" gegeben. Im Zusammenhang mit der Hochatmosphäre bzw. der Ionosphäre ist vornehmlich der Einfluß der in der Magnetosphäre gespeicherten Teilchen auf die Atmosphäre von Interesse. Nordlichterscheinungen sind eine Folge von Kollisionen energetischer, geladener Teilchen mit neutralen Luftbestandteilen. Neben Leuchterscheinungen führen diese Zusammenstöße auch oft zur Ionisation eines Moleküls oder Atoms, wodurch freie Ionen und Elektronen entstehen; für die Funkwellenausbreitung sind davon nur die Elektronen von Bedeutung. In Abb. 8 sind typische Ionisationsprozesse, wie sie bei Tag auftreten, gezeigt. Die äußerste rechte Linie ist die, durch die aus der Magnetosphäre stammenden energetischen Elektronen verursachte, zusätzliche Ionisation. Es ist daher verständlich, daß diese kaum vorhersagbare Zusatzionisation ganz erheblich die Elektronendichten, und damit die Funkwellenausbreitungseigenschaften in hohen Breiten beeinflussen wird. Daß die Nordlichtzone nicht nur für die Bewohner dieser Gebiete von Bedeutung ist, zeigt Abb. 9. In

9. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

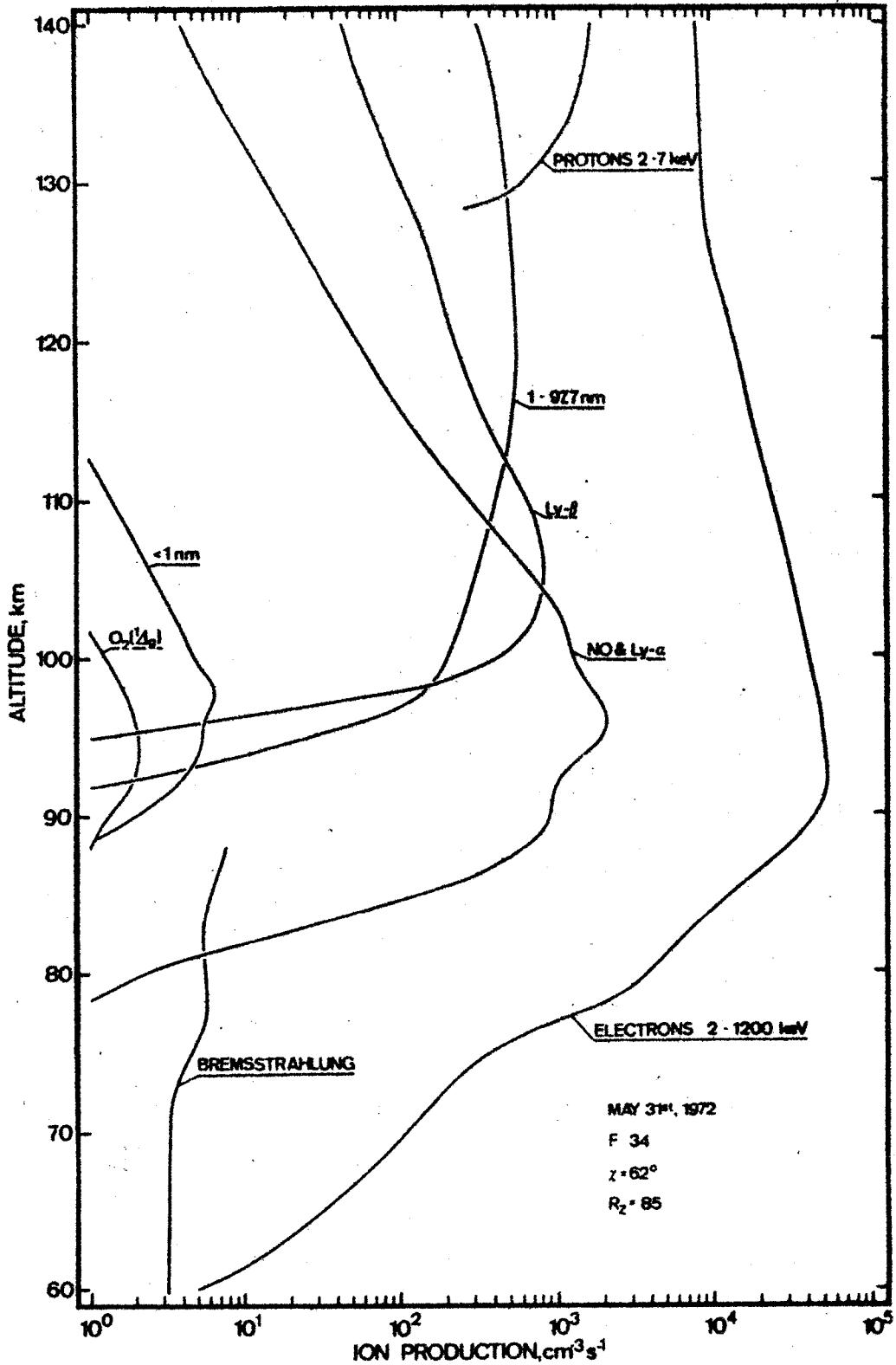


Abb. 8 Typische Ionisationsprozesse in der D- und E-Schicht (Mesosphäre und untere Thermosphäre) bei Tag. Die äußerste Kurve ist die Gesamtproduktion von Ionenpaaren, die hier durch energetische, geladene Teilchen dominiert wird.

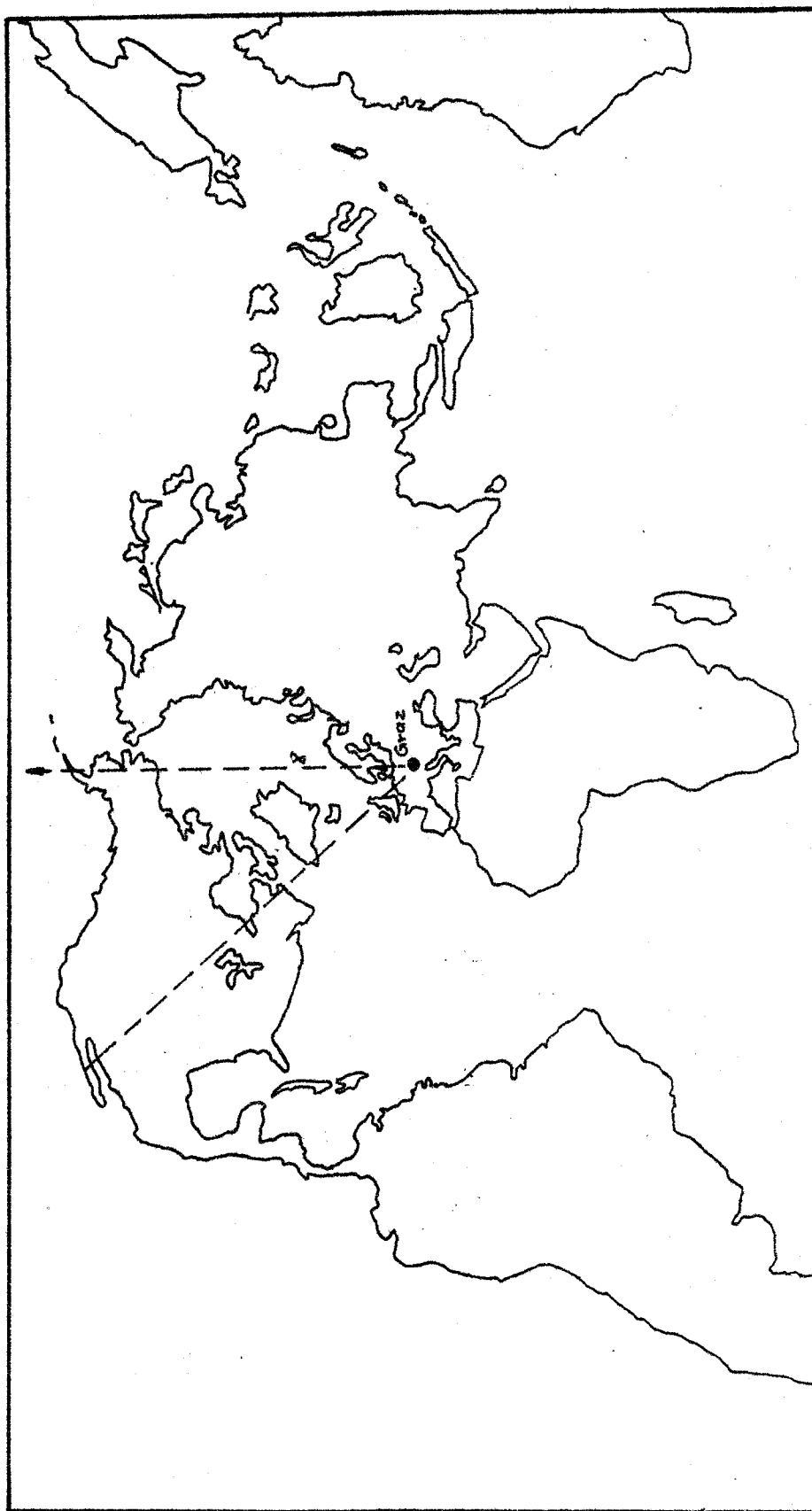


Abb. 9 Weltkarte mit Graz als Mittelpunkt. In dieser Projektion erscheinen alle Großkreise durch Graz als Gerade.



## 11. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

dieser unkonventionellen Darstellung mit Graz als Mittelpunkt der Welt, erscheinen alle Großkreise (kürzeste Verbindungen auf einer Kugeloberfläche) die durch Graz gehen, als Gerade. Man sieht, daß etwa eine Funkverbindung nach Kalifornien einen großen Teil des Weges in der Polarlichtzone hat, eine Verbindung nach Hawaii muß sogar zweimal dieses Gebiet durchqueren.

### 4. Forschungs- und Anwendungsgebiete

Vor der Verfügbarkeit von Nachrichtensatelliten, gab es für Nachrichtenübertragung über den Horizont hinaus grundsätzlich drei Möglichkeiten: (a) Kabelverbindungen, (b) Funkwellen niedriger Frequenz (langer Wellenlänge), die entlang der Erdoberfläche gebeugt werden; solche niedrigen Frequenzen erlauben aber nur niedrige Datenraten, außerdem sind die entsprechenden Sende- und Empfangsanlagen sehr platzraubend und teuer. Die Funkwellenausbreitung durch Reflexion an der Ionosphäre (c) stellt eine kostengünstige Lösung dar, die zumindest für Datenraten, wie sie für die Sprachübertragung benötigt werden, eine ausreichende Bandbreite haben. Trotz der modernen Nachrichtenübertragung über meist geostationäre Satelliten, kommt der ionosphärischen Wellenausbreitung auch heute noch eine gewisse Bedeutung zu.

Für die Ausarbeitung von Wellenplänen, insbesondere für die des Kurzwellenrundfunks (Auslandsdienste), will man möglichst im voraus wissen, auf welchen Frequenzen man zu bestimmten Tageszeiten bestimmte Gebiete (target areas) erreichen kann. Der Tagesgang der Elektronendichte als Folge des veränderlichen Sonnenstandes ist leidlich gut voraussagbar. Etwas anders ist die Situation bezüglich der Abhängigkeit von der Sonnenaktivität. Zu Zeiten des Solarminimums etwa verlagern die meisten Kurzwellenstationen ihre Sendungen auf Bänder niedriger Frequenz, da wegen der geringeren Elektronendichte die an sich vorteilhafteren höheren Frequenzen nicht an der Ionosphäre reflektiert werden.

Ein Gebiet, wo eine Kenntnis der Elektronendichten von Bedeutung ist, ist der zumindest geplante Einsatz von Solar Power Satellites. Diese sind Satelliten, die mit riesigen Sonnenzellenfeldern elektrische Energie erzeugen und sie mittels Mikrowellen

## 12. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

auf die Erde abstrahlen. Die dabei vorgesehene Frequenz von etwa 3 GHz ist so hoch, daß die Ionosphäre nur sehr wenig absorbiert. In der D-Schicht gehen nur Bruchteile von Prozent der Leistung verloren, was somit für den Wirkungsgrad der Gesamtanlage nicht ins Gewicht fällt. Trotzdem ist dieser ganz kleine Anteil der Leistungsflußdichte um ein Vielfaches höher als die Energie, die in der Höhe der D-Schicht in Form von Sonnenstrahlung aufgenommen wird. Modellrechnungen zeigen, daß eine solche lokale Erwärmung ganz erhebliche Veränderungen der hohen Atmosphäre mit sich bringt. Bei diesem Projekt, das zur Zeit über Durchführbarkeitsstudie nicht hinausgekommen ist, befürchtet man jedoch eher den viel größeren Umwelteingriff durch die Abgase der vielen Shuttle-Flüge, die zum Bau solcher Solar Power Satellites notwendig wären.

Ein anderer Effekt, der beim Durchtritt einer elektromagnetischen Welle durch die Ionosphäre auftritt, ist die Verzögerung des Signals. Dies ist eine Folge der gegenüber der Freiraumlichtgeschwindigkeit etwas geringere Gruppengeschwindigkeit. Die Abhängigkeit verhält sich, ähnlich wie die Dämpfung, verkehrt proportional zum Quadrat der Frequenz. Trotz der für Satellitenkommunikation verwendeten hohen Frequenzen (2 GHz und mehr), stellt diese Verzögerung in besonderen Fällen eine Quelle von Fehlmes- sungen oder Störungen dar. Die Europäische Weltraumbehörde ESA plant u.a. die Raumstation Polar Platform, die in ca. 700 km Höhe mit einer sehr hohen Inklination die Erde umkreisen soll. Zur Vereinfachung der Datenübertragung sollen anstelle eines Netzes von Bodenstationen die Daten zunächst zu einem geostationären Relais-Satelliten gesendet und von dort zum Boden übermittelt werden. Da man außerdem an der genauen Position der Polar Plat- form interessiert ist (im Meter-Bereich für Vermessungsanwendun- gen), wird eine Entfernungsmessung über die Laufzeit Polar Plat- form - Relais-Satellit - Bodenstation(en) durchgeführt. Ein ein- facher Fall ist der des sog. Feeder-Links (Boden zum geostatio- nären Satelliten). Hier (Abb. 10) sieht man, daß etwa zu Mittag die Verzögerung am größten ist, da dann wegen des höchsten Son- nenstandes auch die Elektronendichte am größten ist. Die zu er- wartende Verzögerung zwischen den beiden Satelliten (inter satel- lite-link) ist in Abb. 11 für 2.025 GHz über den Verlauf eines

### 13. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

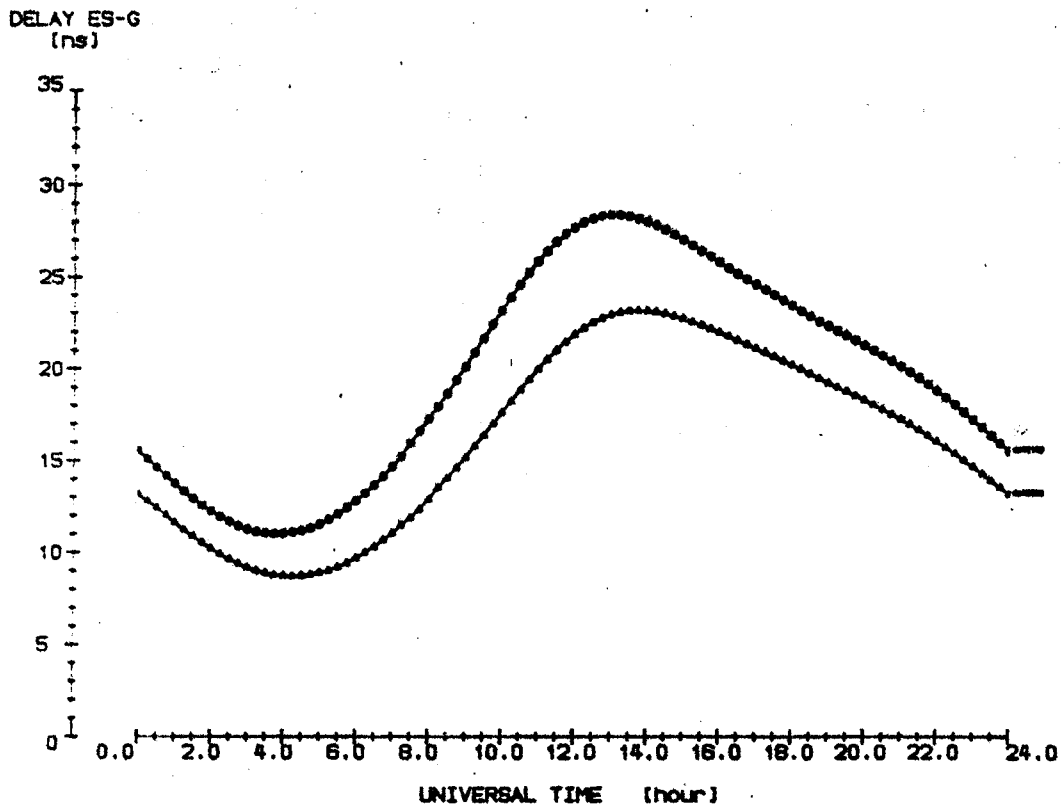


Abb. 10 Verzögerung eines 2 GHz Signals zwischen Boden und geostationärem Satelliten im Laufe eines Tages.

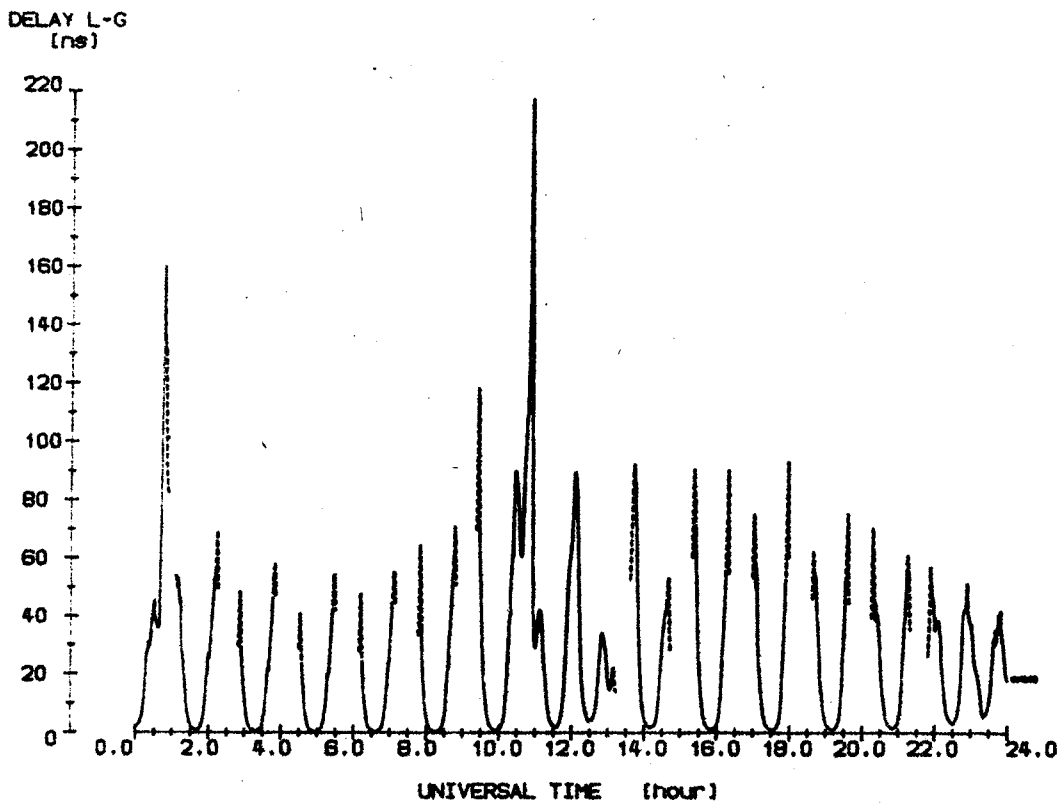


Abb. 11 Verzögerung eines 2 GHz Signals zwischen einem niedrig fliegenden Satelliten und einem geostationären Relais-Satelliten innerhalb eines Tages.

#### 14. Fortsetzung Gastvortrag: Der erdnahe Weltraum

ganzen Tages dargestellt. Der U-förmige Verlauf der Verzögerung zeigt Spitzenwerte in der Größenordnung von 100 ns immer dann, wenn der Strahl vom niedrig-fliegenden Satelliten (hier die Polar Platform) zum geostationären Satelliten einen sehr langen Weg durch den dichtesten Teil der Ionosphäre zurücklegt. Für den Fall, daß der niedrige Satellit sich unter dem geostationären befindet, ist die Verzögerung am geringsten, da dort der Gesamtelektroneninhalt (TEC) am geringsten ist.

Univ.-Dozent Dipl.Ing.Dr.Martin FRIEDRICH  
Institut für Nachrichtentechnik und  
Wellenausbreitung, Technische Universität  
Inffeldgasse 12  
A-8010 GRAZ

Dr.Klaus TORKAR  
Institut für Weltraumforschung der  
Österreichischen Akademie der Wissenschaften  
Inffeldgasse 12  
A-8010 GRAZ

## Einschlägige Literatur

Egeland, A., O. Holter und A. Omholt (Hrsg.):

Cosmical Geophysics,

Universitetsforlaget, Oslo, Bergen, Tromso, 1973.

Ratcliffe, J.A.:

Sun, Earth and Radio,

World University Library, Weidenfeld and Nicholson, 1970.

McCormac, B.M. und T.A. Seliga (Hrsg.):

Solar-Terrestria Influences on Weather and Climate,

D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Boston, London, 1979.

Herman, J.R. und R.A. Goldberg:

Sun, Weather, and Climate,

NASA SP-426, Washington, 1978.

Brekke, A. und A. Egeland:

Nordlyset, Fra mytologi til romforskning,

Grondal & Son Forlag A.S., 1979.



**Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap**

1. Einleitung

1875 regte der österreichische Polarforscher Karl Weyprecht an, die damals zahlreichen geplanten Arktisexpeditionen zu koordinieren. Er vertrat die Auffassung, daß gleichzeitige Beobachtungen polarer Erscheinungen von verschiedenen Punkten der Wissenschaft viel mehr Gewinn bringen als verstreute Einzelaufzeichnungen. So kam es zum ersten Polarjahr (Aug. 1882 bis Aug. 1883), 50 Jahre später folgte das zweite Polarjahr (1932/33). Das Internationale Geophysikalische Jahr (Juli 1957 bis Dez. 1958) wurde weitere 25 Jahre danach abgehalten; 60.000 Wissenschaftler aus 66 Nationen nahmen daran teil. An etwa 1.000 Forschungsstellen wurden Beobachtungen nach einheitlichen Methoden vorgenommen und in übersichtlicher Form veröffentlicht. Viele dieser Einrichtungen blieben für Jahre weiter bestehen. Im Oktober 1957 erfolgte der Start des ersten künstlichen Erdsatelliten, 1959 wurden die spektakulären Strahlungsgürtel der Erde durch James Alfred van Allen und seine Mitarbeiter entdeckt. Seither hat die Kenntnis von den physikalischen Eigenschaften des erdnahen Weltraums einen beachtlichen Aufschwung erlebt. Die neuen Ergebnisse der Weltraumforschung haben zur Lösung lang anstehender, wissenschaftlicher Fragen beigetragen, und sie haben manche unerwartete Eigenschaft der Erdumgebung aufgezeigt.

Die physikalischen Vorgänge im erdnahen Weltraum sind im allgemeinen vielschichtig. Außerdem bestehen zwischen ihnen komplizierte Wechselbeziehungen. Man muß daher zur Untersuchung mehrere verschiedenartige Methoden in geeigneter Weise kombinieren. Die Bedeutung einer einzelnen Meßmethode ergibt sich oft erst im Zusammenhang mit anderen Verfahren. Die Meßmethoden selbst lassen sich entweder nach der Art der zu messenden Parameter oder nach dem Träger der Meßgeräte einteilen. So unterscheidet man einerseits z.B. zwischen den Messungen von geladenen Teilchen, sowie elektrischen und magnetischen Feldern, andererseits zwischen Satelliten-Raketen-, Ballon- und Bodenmessungen.

Eine dieser Untersuchungsmethoden mit dem Ziel der Untersuchung dynamischer Vorgänge in der Magnetosphäre soll im weiteren behandelt werden: die Beobachtungen physikalischer Ereignisse im erdnahen Weltraum mit Hilfe ballongetragener Meßgeräte.

Zu solchen Effekten zählen u.a. die Entstehung von Röntgenstrahlung und Polarlicht sowie die Ausbildung elektrischer Felder.

## 1. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

### 2. Begriffserläuterungen

In diesem Kapitel werden die für das weitere Verständnis notwendigen Begriffe erläutert. Es handelt sich um eine Zusammenfassung aus dem Vortrag "Erdnaher Weltraum".

#### 2.1 Magnetfeld der Erde

Grobe Messungen auf der Erdoberfläche lassen darauf schließen, daß das Magnetfeld der Erde im wesentlichen ein Dipolfeld ist. Die Struktur eines solchen Feldes ist achterförmig, wie es beim Versuch mit Eisenfeilspänen im Physikunterricht entsteht. Dabei läßt sich beobachten, daß die nach den Magnetfeldlinien ausgerichteten Späne den geringsten Abstand zueinander im Bereich der Pole einnehmen. Stellt man sich vor, daß aus nebeneinanderliegenden Magnetfeldlinien des Dipolfeldes der Erde eine Röhre gebildet wird, so wird der Querschnitt dieser gekrümmten Röhre vom Äquator in Richtung zu den Polen abnehmen. Das bedeutet, daß die magnetische Feldstärke an den Polen am stärksten ist. Messungen bei einiger Entfernung von der Erdoberfläche zeigen jedoch gravierende Abweichungen von diesem Modell (siehe Kap. 2.4).

#### 2.2 Plasma, Sonnenwind

Die äußere Gashülle der Sonne (Korona) wird aus dem Sonneninneren auf eine Temperatur von 1 bis 2 Mio. Grad aufgeheizt und dabei kontinuierlich in den Weltraum gestoßen. Dieses heiße Gas ist sehr stark ionisiert, also elektrisch geladen. Es verhält sich wegen der Anwesenheit sowohl positiver, als auch negativer Ladungsträger (Protonen und Elektronen) nach außen hin neutral. Gas in solchem Zustand wird allgemein als Plasma bezeichnet, in diesem besonderen Fall trägt es den Namen Sonnenwind. Die Geschwindigkeit der Teilchen beträgt zwischen 300 und 600 km/sec und ist damit etwa 1.000-mal so groß wie die eines Düsenstrahlflugzeuges. Die Dichte des Sonnenwindes im interplanetaren Raum in der Nähe der Erdbahn ist einige 10 Teilchen/cm<sup>3</sup>, das ist 10<sup>-18</sup> der Dichte in Bodennähe.

#### 2.3 Interplanetares Magnetfeld

Haben die Teilchen die Sonnennähe verlassen, so fliegen sie, ohne sich gegenseitig zu stoßen weiter. Unter diesem Zustand des Supraleiters (verlustloser Strom) wird das Magnetfeld der Sonne in den interplanetaren Raum mitgenommen. Es entsteht ein radiales Feld mit mehreren Sektoren, in denen die Richtung des Magnetfeldes abwechselnd nach außen bzw. innen gerichtet ist. Da es hinter der Drehung der Sonne zurückbleibt (Rasensprengereffekt), wird es spiralförmig und ähnelt dem Kleid einer sich drehenden Ballerina. Das interplanetare Magnetfeld in Erdnähe beträgt nur etwa 10<sup>-4</sup> der Stärke des Magnetfeldes auf der Erdoberfläche. Die verschieden-





### 3. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

Magnetosphäre dominiert das erdmagnetische Feld mit in sich geschlossenen Feldlinien, die allerdings durch den Sonnenwind gegenüber dem Dipolfeld deutlich verzerrt sind.

Sehr viel drastischer wirkt sich der Sonnenwind auf der Nachtseite der Erde aus. Hier werden die erdmagnetischen Feldlinien durch den vorbeiströmenden Sonnenwind zu einem gewaltigen Schweif ausgezogen, der sich weit über die Mondbahn hinaus erstreckt. Die Magnetosphäre geht in eine lang ausgezogene Plasmaschicht über, in der nach den bisherigen Untersuchungen energiereiche Teilchen dafür sorgen, daß sich die magnetischen Feldlinien nicht auf kurzem Wege schließen, sondern weit in den sogenannten Magnetschweif hinausragen. Sie schließen sich erst in unbekannter Entfernung in noch unbekannter Weise. Vielleicht stehen sie mit den Feldlinien des interplanetaren Raumes in Verbindung und halten damit sozusagen eine Hintertür offen, durch die Gasteilchen aus dem Sonnenwind in die Erdatmosphäre eindringen können. Insgesamt ähnelt die Konfiguration derjenigen eines stumpfen Körpers in einer Überschallströmung.

Die Magnetosphäre ist kein statisches Gebilde, in ihr stehen eine große Zahl vielfach miteinander gekoppelter Prozesse wechselseitig im Gleichgewicht. Man muß beim dynamischen Verhalten der Magnetosphäre zwei Komponenten unterscheiden. Erstens diejenigen Wechselwirkungsprozesse, die auch in der ruhigen Magnetosphäre auftreten und zu ihrem Bestehen erforderlich sind, und zweitens die vorübergehenden Störungen (= Abweichungen vom Mittelwert) im Ablauf dieser Gleichgewichtsprozesse.

Beim ungestörten Fall ist der Druck des Sonnenwindes zeitlich konstant, die Ionisierung in der oberen Atmosphäre erfolgt durch ultraviolette Strahlung und Röntgenstrahlung der Sonne.

Die Prozesse auf der Sonne laufen aber nicht gleichmäßig ab, oft sogar sind sie sehr stürmisch wechselnd. Unregelmäßige Änderungen im erdnahen Weltraum sind den gelegentlichen Gasausbrüchen der Sonne zuzuschreiben. Dabei werden elektrisch geladene Teilchen (Korpuskularstrahlung) von der Sonnenoberfläche weggeschleudert. In diesem Fall wird der Gleichgewichtszustand der Magnetosphäre gestört. Eine Fülle von Reaktionen läuft ab, um sich den neuen Bedingungen anzupassen und schließlich nach einer Erholung wieder in den ursprünglichen Zustand zurückzukehren.

Die Untersuchungen, über die hier berichtet wird, erstrecken sich hauptsächlich auf die zweite Komponente, also auf die Auswirkung von Störungen und der dadurch ausgelösten Ausgleichsprozesse. Diese Vorgänge werden unter dem Begriff Magnetosphären-Teilsturm zusammengefaßt, und als eine der Grundstörungen im dynamischen Verhalten der Magnetosphäre angesehen.

#### 4. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

##### 2.5 Spiegelpunkt, Driftschale, L-Wert, Fußpunkt

Ein bewegtes, elektrisch geladenes Teilchen in einem homogenen Magnetfeld wird infolge einer Krafteinwirkung senkrecht zur Feldrichtung in eine kreisförmige Bahn gezwungen. Seine Geschwindigkeit und die Stärke des Feldes bestimmen den Bahndurchmesser. Eine vorhandene Geschwindigkeitskomponente in Feldrichtung bleibt erhalten, die Bahn verläuft schraubenförmig. Wie in Kap. 2.1 erwähnt, ist das Magnetfeldes der Erde inhomogen, aus dem Zylinder wird ein als magnetische Flasche bezeichnetes kegelähnliches Stück. Auf das sich bewegende Teilchen wirkt nun parallel zu den Feldlinien eine zusätzliche Kraft ein. Dringt es in ein Gebiet, in dem die Feldstärke zunimmt (in die enger werdende Röhre hinein), wird es in ein Gebiet geringerer Feldstärke (in den breiteren Querschnitt) verdrängt. Jeder Geschwindigkeit entspricht genau eine Stelle in der Röhre, bis zu der ein Teilchen vordringen kann und wo es reflektiert wird. Vom Spiegelpunkt bewegt es sich in entgegengesetzter Richtung wieder in spiralförmiger Bahn entlang einer Feldlinie zum anderen magnetischen Pol. Dieser Vorgang wiederholt sich sooft, bis das Teilchen bei einem Zusammenstoß aus der Bahn gelenkt wird. Bei dieser Oszillation zwischen den Polen bewegen sich (= driften) Elektronen ostwärts, Protonen westwärts um die Erde herum (der Kreisbahnradius ist in Erdnähe kleiner als in Erdferne). Die dabei überstrichene Fläche wird als Driftschale bezeichnet, deren Abstand in der Äquatorebene vom Dipolzentrum in Vielfachen des Erdradius als L-Wert angegeben wird.

Ein geostationärer Satellit umkreist die Erde im Abstand von ca. 42.160 km (vom Erdmittelpunkt). Er steht für einen Beobachter auf der Erde scheinbar still. Mit einem mittleren Erdradius von 6.371 km ergibt sich ein L-Wert von 6,6. Wird der Satellit über Zentralafrika positioniert, gelangen die durch ihn laufenden Magnetfeldlinien in Nordskandinavien auf die Erdoberfläche. Der Durchstoßpunkt wird als Fußpunkt des Satelliten bezeichnet. Da dieser nur relativ stillsteht, absolut aber die Erde in einem Tag umrundet, zieht der Fußpunkt täglich eine in sich geschlossene Schleife, die Fußspur.

##### 2.6 Ionosphäre

Elektronen werden in der Atmosphäre elastisch oder unelastisch gestreut. Die elastische Streuung führt zu einer starken Durchmischung der Bewegungsrichtung der Elektronen, die Richtungsverteilung wird dadurch annähernd isotrop (gleichmäßig verteilt). Energieänderungen erfolgen nur zur Aufrechterhaltung des Impulssatzes. Bei der unelastischen Streuung tritt zur Richtungsänderung eine wesentliche Energieänderung hinzu, es entsteht Anregung und Ioni-

## 5. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

sation von Atomen und Molekülen sowie Bremsstrahlung. Dadurch ändert sich ihr Energiespektrum. Als weitere Folge treten in der Atmosphäre Leuchterscheinungen auf. Außerdem wird die Dichte freier Elektronen erhöht und dadurch z.B. die Wellenausbreitung in der Ionosphäre beeinflusst.

Die Ionosphäre erstreckt sich in einer Höhe zwischen 60 und etwa 300 km. Elektrisch leitend, vermag sie elektromagnetische Wellen zu reflektieren. Sie war vor der Ära der Nachrichtensatelliten für die transkontinentale Funkverbindung, und sie ist heute noch für die Nachrichtentechnik, Navigation und Zeitverteilung wichtig. Der Verlauf der Elektronendichte mit der Höhe ergibt sich durch Überlagerung mehrerer Einzelschichten. Die erste wurde in einer Höhe von ca. 100 km entdeckt und wird als E-Schicht bezeichnet.

### 2.7 Polarlichtoval, Polarlichtzone

Die Störprozesse in der Magnetosphäre selbst laufen zwar in recht großem Abstand von der Erde ab. Sie wirken sich jedoch - durch das Magnetfeld geführt - bis zur Erde hin aus und führen u.a. zum Eindringen von geladenen Teilchen in die Atmosphäre. Dort kommt es zu verschiedenen Wechselwirkungen zwischen Teilchenströmen und den Bestandteilen der Atmosphäre. Man kann die Atmosphäre geradezu als Bildschirm ansehen, auf dem die Störvorgänge in der Magnetosphäre über das Magnetfeld abgebildet werden. Entsprechend dem räumlichen Abstand der Störungen sind die Folgeerscheinungen in der Atmosphäre insbesondere in hohen Breiten zu beobachten. Die älteste beobachtete Erscheinung, das Polarlicht, tritt in bestimmten gürtelförmig um die magnetischen Pole der Erde angeordneten Zonen besonders häufig auf, dem sogenannten Polarlichtoval. Es liegt raumfest zur Sonne und ist eine Momentaufnahme der größten Häufigkeit auf der Erde. Die Häufigkeitsverteilung der Polarlichter auf der Erde zeigt ausgeprägte Maxima in Zonen, die im statistischen Mittel bei  $67^\circ$  geomagnetischer Breite liegen. Dieses Gebiet wird die Polarlichtzone genannt. Die Koordinaten werden in geomagnetischer Breite und Ortszeit angegeben.

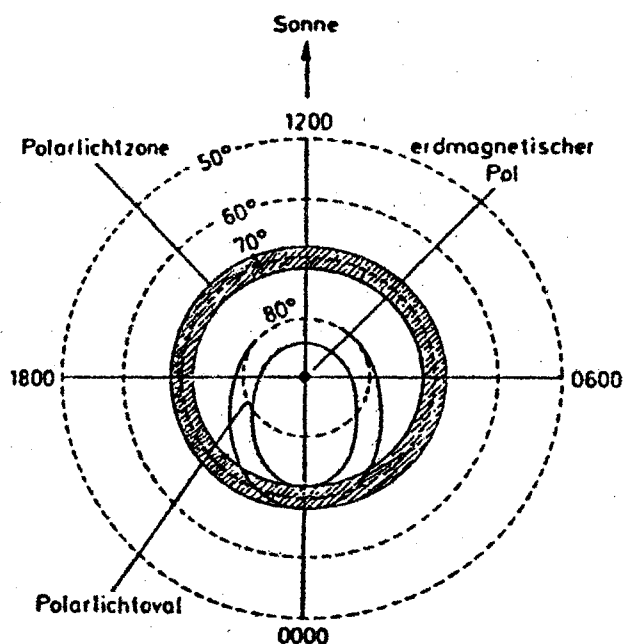


Fig. 2 Polarlichtoval und Polarlichtzone.

## 6. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

Das Polarlicht ist die einzige Erscheinungsform von Prozessen, die im erdnahen Weltraum ablaufen, welche mit unseren Sinnesorganen wahrnehmbar sind. Alle anderen Erscheinungen in diesem Zusammenhang treten ebenfalls im Gebiet der Polarlichtzone auf.

In Europa befindet sich Nordskandinavien in dieser Zone, wo viele Forschungsinstitutionen eingerichtet wurden. Besonders in der Nähe von Raketenstartplätzen sind vielfältige Meßstationen gruppiert. Solche Anlagen eignen sich wegen ihrer Infrastruktur auch gut zum Abhalten von Ballonkampagnen. Derartige Einrichtungen befinden sich bei Kiruna in Schweden ( $67,9^\circ \text{ N}$ ,  $21,1^\circ \text{ O}$ ) und bei Andenes in Norwegen ( $69,3^\circ \text{ N}$ ,  $16,1^\circ \text{ O}$ ). Die beiden Orte liegen etwa 140 bzw. 270 km nördlich des Polarkreises auf  $65,3^\circ$  bzw.  $67,5^\circ$  geomagnetischer Breite ( $L = 5,3$  bzw.  $L = 6,1$ ). Damit befinden sie sich geographisch in einer Zone über die im Winter die Polarnacht hereinbricht und im Sommer das Schauspiel der Mitternachtssonne abläuft.

### 3. Auswirkungen vorübergehender Störungen der Magnetosphäre

Während das Polarlicht auf geladene Teilchen mit relativ geringen kinetischen Energien zurückgeführt wird, entsteht Röntgenstrahlung durch Ausfällung von Elektronen mit höheren kinetischen Energien wenn diese im Kernfeld von Atomen abgebremst werden. Dieser Vorgang spielt sich vor allem in etwa 90 km Höhe ab.

#### 3.1 Röntgenstrahlung

Die Elektronen haben im allgemeinen, ehe sie dem Bremsstrahlungsprozeß unterliegen, mehrfach ihre Richtung geändert und einen Teil der Energie abgegeben. Man kann die Röntgenstrahlung dazu benutzen, um über die Merkmale der sie erzeugenden Elektronenströme die Störvorgänge in der Magnetosphäre zu untersuchen. Sie dringt viel weiter in die Atmosphäre ein als die Elektronen selbst und ist noch in Höhen von etwa 25 km nachweisbar. Es handelt sich daher bei der ballongetragenen Beobachtung um eine indirekte Untersuchungsmethode, die verglichen mit direkten Messungen der Elektronen von Satelliten und Raketen einfacher und billiger ist. Andererseits kann sie natürlich direkte Messungen nicht ersetzen. Als Detektoren für Röntgenstrahlen bieten sich Geiger-Müller-Zählrohre und Szintillationszähler an. Beide Detektoren benötigen eine Hochspannung mit ca. 1.000 V, die mit Gleichspannungswandlern erzeugt wird. Solche Spannungswerte verursachen bei niedrigen Luftdrücken Überschläge, daher muß die entsprechende Elektronik hochspannungsfest ausgeführt sein.

Geiger-Müller-Zähler können Strahlung nur mengenmäßig feststellen. Bei den Szintillationszählern wird die Röntgenstrahlung in einem

## 7. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

Kristall zunächst in einen Lichtblitz umgewandelt, dessen Helligkeit von der Energie der eindringenden Strahlung abhängt. Ein Photovervielfacher erzeugt einen entsprechend hohen elektrischen Impuls, der Energiebereichen zugeordnet werden kann. Eine elektronische Schaltung für 6 Energieschwellen zwischen 25 und 240 keV befindet sich in der Nutzlast.

### 3.2 Polarlicht (Aurora)

Polarlichter sind im wörtlichen Sinne aufsehenderregende Vorgänge in der oberen Atmosphäre und bieten bei völliger Dunkelheit dem Beobachter ein wechselvolles Schauspiel. Die häufigste Farbe ist ein weißliches Grün bis Gelb, doch gibt es auch rote, violette und mehrfarbige Polarlichter. Es entstehen leuchtende Flächen, Bögen, Strahlen und viele zusammengesetzte Gebilde, die an kunstvoll in Falten gelegte Vorhänge erinnern. Sie können über längere Zeiträume stabil bleiben, sich aber auch rasch verändern und bewegen. Die Strahlen verlaufen in Richtung der magnetischen Feldlinien, die Polarlichtbögen parallel zu den geomagnetischen Breitenkreisen (Driftschalen).

Einzelheiten über Form und Ablauf solcher Erscheinungen hat man in der Geschichte der Polarlichtforschung verhältnismäßig spät erkannt. Dazu waren ein wohlorganisiertes Beobachtungsnetz und der Bau von Kameras, deren Öffnungswinkel das ganze Himmelsgewölbe umfaßt (all-sky Kameras), erforderlich. Viele Ergebnisse verdanken wir dem Internationalen Geophysikalischen Jahr. Ein Beobachtungsprogramm galt der Frage nach dem Zusammenhang zwischen Polarlichtern auf der Nord- und Südhalbkugel. Es ergab sich, daß die Polarlichter auf beiden Halbkugeln immer gleichzeitig auftreten. Gebiete, die an den Enden der gleichen magnetischen Feldlinien liegen (magnetisch konjugierte Punkte), zeigen die gleiche Polarlichtaktivität.

1867 wurde das Polarlichtspektrum zum ersten Mal vom schwedischen Astrophysiker Anders Jonas Ångström, beobachtet. Wegen der geringen Strahlungsleistung der Polarlichter ist die spektroskopische Analyse umständlich, zeitraubend und schwierig. Die Identifizierung der beobachteten Linien und Banden gab den Geophysikern manche Rätsel auf. Besonders für die grüne Linie der Wellenlänge 557,7 nm (5 577 Å) fand man zunächst keine Erklärung. Erst 1924 wurde entdeckt, daß sie einem Übergang des angeregten Sauerstoffatoms zuzuordnen ist. Dieser besondere angeregte (metastabile) Zustand ist unter Laboratoriumsbedingungen und in der unteren Atmosphäre wegen der höheren Luftdichte nicht zu beobachten. Die Atome stoßen, noch bevor sie ein Photon abgeben können, mit anderen Teilchen zusammen und geben Energie ab.

## 8. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

Die Helligkeit des Polarlichts ist sehr gering. Die Sonne und der Vollmond leuchten ca. um den Faktor  $10^{11}$  bzw.  $10^5$  heller als die intensivste Aurora.

Die bei Winteraufstiegen in den österreichischen Nutzlasten verwendeten Photometer waren von sowjetischen Instituten bereitgestellt worden. Mit Photovervielfachern läßt sich der Photonenstrom in ein elektrisch weiterverarbeitbares Signal verwandeln.

### 3.3 Elektrisches Feld

Zwischen der Erdoberfläche und der Ionosphäre ist eine elektrische Potentialdifferenz von ca. 300 kV meßbar, welche in vertikaler Richtung eine Feldstärke von einigen hundert mV/m ergibt. Die Feldstärke in horizontaler Richtung liegt dagegen typisch zwischen 1 bis 100 mV/m. Sie ist relativ gering, da sie sich aber über weite Gebiete erstreckt, entstehen während geomagnetischer Aktivitäten Spannungsdifferenzen bis zu 50 kV. Solche Veränderungen in der Ionosphäre verursachen eine räumliche Änderung der Spannungsverteilung bis zur Erdoberfläche, sind aber wegen meteorologischer Einflüsse (Gewitter) dort kaum meßbar.

In der Stratosphäre (30 - 40 km) sind die Bedingungen zum Nachweis dieser Felder günstiger. Störungen, welche von der Ionosphäre ausgehen, werden in großen Höhen nur wenig gedämpft. Sie dringen wegen der Abnahme der Leitfähigkeit der Luft weit in Richtung Erdoberfläche vor (die Leitfähigkeit steigt exponentiell mit der Höhe an - der Luftdruck nimmt mit der Höhe exponentiell ab). Die Vertikalkomponente des Feldes ist verkehrt proportional der Leitfähigkeit. Sie erreicht auf der Erdoberfläche etwa 50 V/m und etwa 250 mV/m in ca. 36 km, wo die Horizontalkomponente des elektrischen Feldes nahezu ausschließlich seinen Ursprung in der Ionosphäre hat.

Die beste Möglichkeit das elektrische Feld zu messen, bietet die passive Doppelprobe mit Impedanzwandlern, die mit einem Eingangswiderstand von  $10^{14}$  bis  $10^{15}$   $\Omega$  verwirklichtbar sind. An isolierten Auslegern nehmen kugelförmige Elektroden das Potential ihrer Umgebung auf, steuern elektronische Schaltungen, die Spannungsdifferenzen ermitteln, welche als Information an die Bodenstation weitergegeben werden. Besonderes Augenmerk muß beim Zusammenbau der Nutzlast auf die horizontale Ausrichtung der Elektroden gelegt werden, da schon bei geringen Abweichungen Fehlmessungen durch den Einfluß der viel stärkeren vertikalen Feldkomponente entstehen. Die über vier Meter entfernten Kugeln müssen in der Horizontalen genauer als 5 mm eingestellt werden. Wegen der hohen Eingangsimpedanz müssen alle mechanischen Teile, die mit der Messung des elektrischen Feldes zusammenhängen, sorgfältig gereinigt werden.

#### 4. Meßkampagnen

Die Verwendung von Ballonen zur Durchführung von Messungen in der Stratosphäre ermöglicht langdauernde Registrierungen mit hoher Zeitauflösung an einem, relativ zu den messenden Ereignissen, nahezu festen Ort. Durch den gleichzeitigen Einsatz von mehreren Nutzlasten können räumliche und zeitliche Änderungen der Meßgrößen verhältnismäßig leicht getrennt werden. Satelliten und Raketen durchqueren das Meßgebiet so schnell, daß diese Trennung nicht immer möglich ist. Im Verhältnis zu diesen beiden ist der Ballon das mit Abstand weitaus billigste Trägerfahrzeug.

Um Nutzlasten bis zu 15 kg in eine Höhe von etwa 35 km zu bringen, sind Ballone mit einem Volumen zwischen 7.000 und 10.000 m<sup>3</sup> erforderlich. Für solche Aufstiege sind noch keine besonderen technischen Einrichtungen am Startgelände notwendig; bei der Auswahl eines solchen bleiben die wissenschaftlichen Zielsetzungen im Vordergrund.

Die ersten Röntgenstrahlungsmessungen wurden um 1955 in den USA u.a. auch von van Allen durchgeführt. In Europa gab es erste Messungen 1960. Einen wichtigen Beitrag lieferten u.a. Forschungsinstitute in Norwegen, Finnland und in der BRD (Max-Planck-Institut /MPI für Aeronomie in Katlenburg-Lindau). Bald wurden koordinierte Messungen verschiedener Arbeitsgruppen organisiert und in weiterer Folge die Meßprogramme an Boden- und Satellitenprojekte gekoppelt. Das Institut in Graz - das Institut für Weltraumforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften wurde 1970 gegründet - beteiligte sich das erste Mal 1971 mit eigenen Ballonnutzlasten an einer solchen Kampagne des MPI in Kiruna (Vorarbeiten wurden vom Institut für Nachrichtentechnik und Wellenausbreitung der Technischen Universität Graz geleistet). Bisher wurden insgesamt 17 Kampagnen in Zusammenarbeit mit Forschungsinstitutionen in der BRD, in Dänemark, Norwegen, Finnland, Frankreich, Schweden, in der UdSSR und in den USA fast immer in Nordskandinavien geplant und durchgeführt. Wegen der vielfältigen Einsatzmöglichkeit wurden die Kampagnen so angesetzt, daß sie zeitlich oft mit anderen Messungen zusammenfielen. Darunter waren zwei Raketenkampagnen in Skandinavien und eine in Spanien, sowie eine Ballonkampagne in Kanada. Andere waren so geplant, daß interessante Meßergebnisse von Forschungssatelliten wie z.B. GEOS-2 (1978 und 1979), EXOSAT (1984), VIKING (1986) und einigen sowjetischen (1979, 1980 und 1982) zu erwarten waren, oder daß bei Meßprogrammen von Bodenstationen Meß-



## 10. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

Methoden einander gegenübergestellt werden konnten, wie 1984 dem Ionosphärenradarsystem EISCAT.

In den Sommermonaten Mai bis Juli baut sich in der Stratosphäre der nördlichen Halbkugel eine stabile, westwärts gerichtete Windströmung mit etwa 100 km/h auf, die bei einigen Ballonkampagnen ausgenutzt wurde. Werden in größeren zeitlichen Abständen an verschiedenen Plätzen Ballone gestartet, läßt sich ein Netz aufbauen, bei dem gleichzeitig mehrere Ballone an verschiedenen Orten Messungen durchführen.

Bei einer solchen großangelegten Kampagne wurden im Sommer 1979 von vier Startplätzen (Honningsvåg am Nordkap  $/L = 7,0$  und Karasjok  $/L = 6,2$  in Norwegen, Sodankylä  $/L = 5,1$  und Oulu  $/L = 4,2$  in Finnland) insgesamt ca. 40 Ballone mit dänischen, deutschen, finnischen, norwegischen, schwedischen und österreichischen Geräten in zum Teil gemeinsam ausgerüsteten Nutzlasten gestartet. Empfangsstationen in Norwegen, auf Island und Grönland speicherten die über Funk abgestrahlten Daten von insgesamt ca. 500 Stunden Meßzeit. Die längsten Flugzeiten für einzelne Ballone lagen bei ca. 70 Stunden.

In der Abb. 3 sind die Flugbahnen aller am 8. Juni 1979 zwischen 00 Uhr und 12 Uhr (Weltzeit) messenden Ballonnutzlasten eingetragen. Startplatz und -datum ist neben jeder Bahn angegeben (z.B. Ho 0607 .. 7. Juni in Honningsvåg). Auch L-Schalen und die Fußspur des Forschungssatelliten GEOS-2 sind eingezeichnet. Der Satellit erfaßte also mit seinen Meßgeräten jene Teilchen, die entlang dieser Magnetfeldlinien polwärts gelenkt wurden und dort u.a. Röntgenstrahlung auslöste, die von den Ballonnutzlasten registriert wurde.

Bei dieser Kampagne war eine Mannschaft aus Graz (2 Angehörige des Instituts und 4 Studenten) in Honningsvåg eingesetzt. Sie hatte auf sich allein gestellt die Aufgabe, in Abstimmung mit der Kampagnenleitung in Andenes die in Graz gebauten Nutzlasten zu starten.

Im Winter sind die Stratosphärenwinde nicht so stabil. Generell nach Osten gerichtet, gibt es viele Wirbel und stark wechselnde Windgeschwindigkeiten bis über 200 km/h. Bei Winteraufstiegen gab es bisher immer eine Zusammenarbeit mit sowjetischen Wissenschaftlern, die ihre Ballonnutzlasten ebenso auf ESRANGE starten ließen. Auch französische und japanische Forschungsinstitute beteiligten sich an solchen Kampagnen. Mehrere Telemetriestationen in der Sowjetunion speicherten die Signale auf Tonbändern. Die Flüge dauerten meist kaum länger als 10 Stunden, da sie noch vor dem Ural beendet werden mußten.

## 11. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

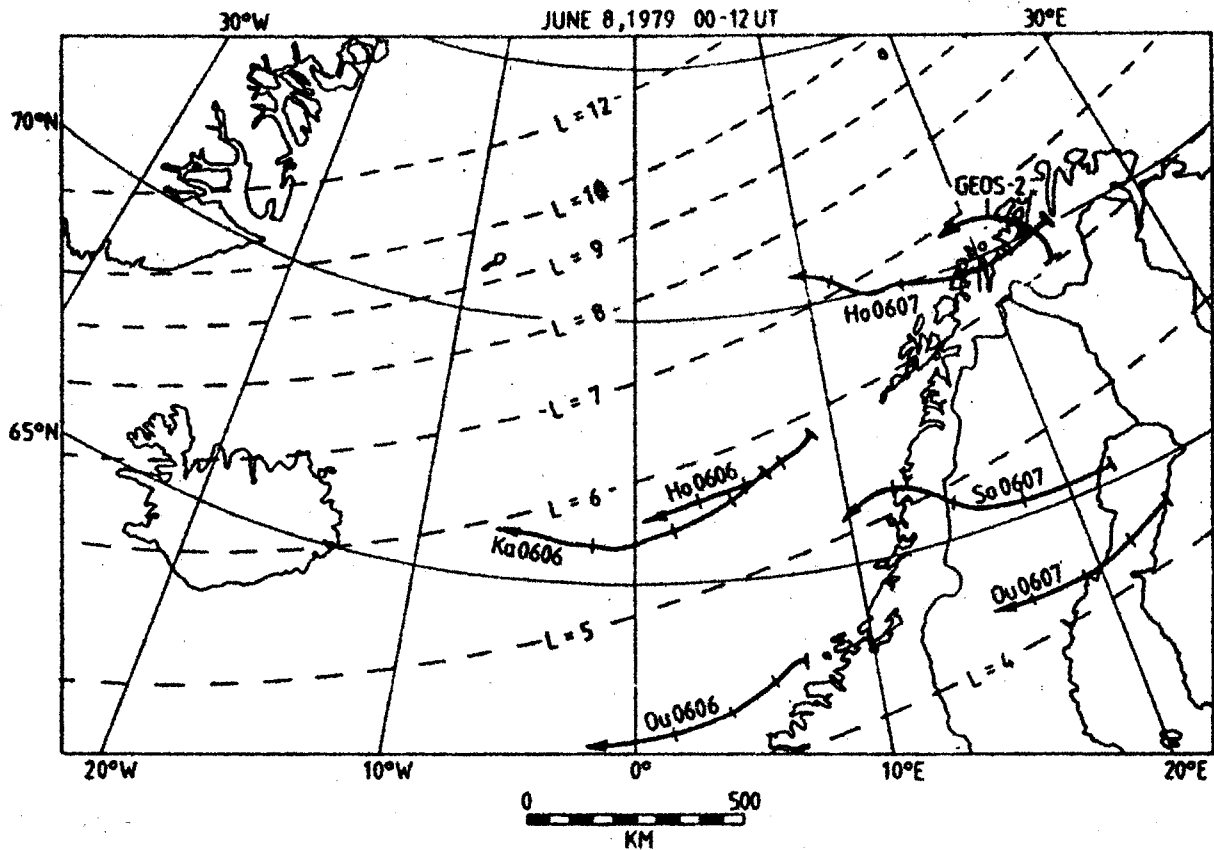


Abb. 3 Ballonflugbahnen und GEOS-2 Fußspur

### 5. Ballonnutzlast

Die von Ballonnutzlasten gelieferten Daten lassen sich in zwei Gruppen unterteilen: physikalische Meßdaten und Daten, welche über den Zustand der Nutzlast und den Ballonflug Aufschluß geben (house-keeping).

Die in Graz gebauten Nutzlasten waren ursprünglich nur mit Detektoren für die Erfassung des Spektrums von Röntgenbremsstrahlung ausgerüstet, ab 1974 konnte zusätzlich das elektrische Feld gemessen werden. Ab dem Winter 1979 registrierten Photometer Polarlichterscheinungen, und danach wurde auch versucht aus der Schallaufzeit die Außentemperatur zu bestimmen. Das Blockschaltbild Abb. 4 zeigt den Aufbau der "CEP"-Ballonnutzlast (Combined X-Ray and Electric Field Payload). Die house-keeping-Daten umfassen Luftdruck, Temperatur, Position, Azimut, vertikale Ausrichtung, interne Betriebsuhr, Batteriespannung, Spannung der Heizbatterie und Heizungsstatus.

Die in dem Blockschaltbild gezeigte Konfiguration - mit Ausnahme der Außentemperaturmessung über die Schallaufzeit - wurde bei über



### 13. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

system per Funk übertragen. Für die beschriebene Nutzlast wurde ein PCM-System (Puls-Code-Modulation) entwickelt, das sich gut bewährte. Die Sender arbeiten im UKW-Frequenzbereich. Die abgestrahlten Signale lassen sich mit entsprechenden Einrichtungen empfangen und mit gängigen Tonbandgeräten aufgezeichnen. Dank der großen Flughöhe können die Nutzlasten trotz der geradlinigen Ausbreitung der Funkwellen bis zu einer Entfernung von ca. 700 km empfangen werden. Nach dem Überspielen auf Computerbänder stehen die Daten für die Weiterverarbeitung zur Verfügung.

Bei der Boden- bzw. Teststation wurden 1978 erfolgreich die damals aufkommenden Mikroprozessorbauteile eingesetzt. Das erste Gerät wurde 1980 verbessert und dient beim Zusammenbau und bei der Startvorbereitung als Teststation. Während des Ballonfluges wird es zur Auswertung verwendet, wobei die Informationen auf einem Bildschirm, aber auch auf einem Drucker ausgegeben werden können. Die Vorbereitungsarbeiten für einen Aufstieg bei einer Nutzlast dauern etwa einen Tag, wenn diese bereits vor dem Transport in Graz sorgfältig getestet und eingestellt wurde.

#### 6. Ballongespann

Abb. 5 zeigt das Ballongespann für einen Aufstieg. Es enthält alle notwendigen Ausrüstungen für einen Ballonflug.

Für einen allgemeinen Überblick sei eine Gewichtsbilanz aufgestellt:

Hauptballon (10.000 m <sup>3</sup> Volumen)	30,5 kg
Radarreflektor	0,3
Abschußmechanismus	0,6
Fallschirm	0,3
Abwickelmechanismus	2,8
Rotationsmotor	0,4
Trennmechanismus für Hilfsballon	0,3
Nutzlast	12,6
	-----
Gesamtgewicht	45,7 kg
Hilfsballon	3,0 kg

An dieser Stelle ein Vermerk bezüglich Höhen- und Druckangaben: Die gesetzliche Einheit für den Luftdruck ist das Pa (Pascal). Eine der früheren und daher noch geläufigen Einheiten ist das mbar, bzw. das Tausendfache bar. Es gilt: 100 Pa (= 100 N/m<sup>2</sup>) entsprechen 1 mbar. (Der Atmosphärendruck am Boden beträgt ca. 1.000 mbar bzw. 0,1 MPa.) In grober Näherung kann der Luftdruck aus der Höhe nach einer Exponentialfunktion berechnet werden. Für eine genaue Zuordnung muß ein Modell verwendet werden.

14. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

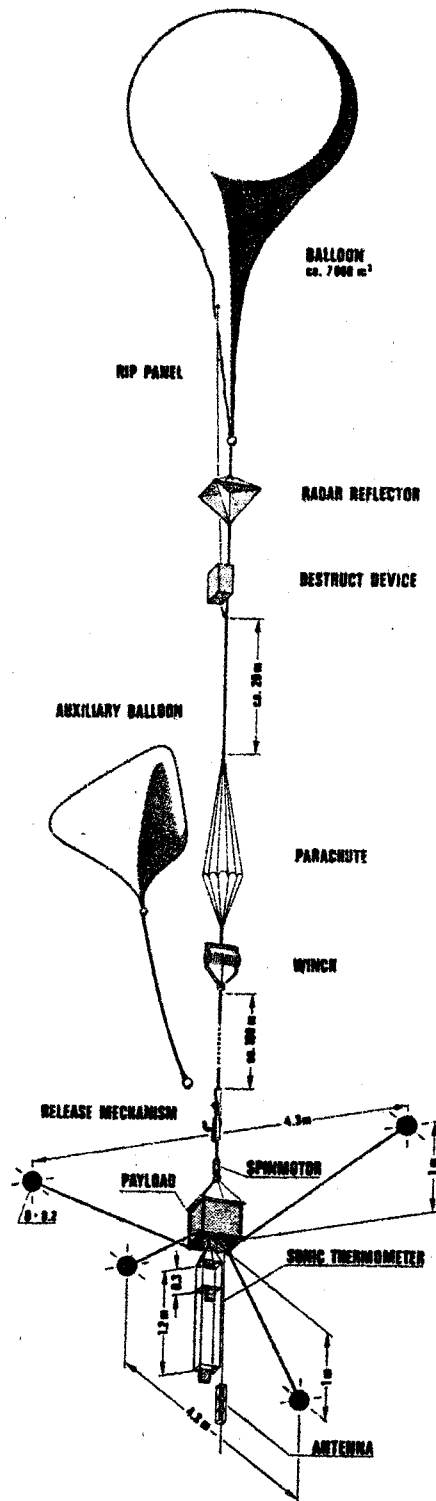


Abb. 5 Ballongespann

## 15. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

### 6.1 Hauptballon (balloon)

Der Ballon ist aus ca. 10  $\mu\text{m}$  starkem nicht dehnbarem Kunststoff gefertigt. Bei den Vorbereitungen zum Start ist beim Hantieren mit dem dünnen Material besondere Sorgfalt aufzubringen.

### 6.2 Radarreflektor (radar reflector)

Zur Radarortung für den Flugverkehr und auch zur Positionsbestimmung des Ballons wird ein Winkelreflektor aus einem Kupfergewebe direkt am unteren Ende des Ballons montiert.

### 6.3 Zerstörvorrichtung für den Hauptballon (destruct device)

Wegen der Sicherheitsvorschriften für den Flugverkehr muß es möglich sein, den Ballon bzw. die Nutzlast wieder in kurzer Zeit auf die Erdoberfläche zurückzubringen d.h. schnelles Durchqueren der Flugstraßen (12 km und darunter). Das kann nur durch Zerstörung des Ballons erfolgen. Ursprünglich gab es die Möglichkeit, die Schwebeflüge aktiv durch ein Kommandosignal der beobachtenden und die Signale aufzeichnenden Bodenstation zu beenden. In den letzten Jahren wurde nur noch die passive Methode verwendet, die automatisch mit einer Zeit- bzw. Druckauslösung arbeitet.

Die Einheit ist knapp unter dem Radarreflektor befestigt. Unter der Trennvorrichtung ist die Reißleine (rip panel) des Ballons in das Seil geknüpft. Die Elektronik mit eigener Spannungsversorgung ist in einer wärmeisolierenden Box untergebracht. Soll der Flug beendet werden, wird das Tragseil aus Nylon an dieser Stelle mechanisch getrennt. Die Wucht des freien Falls der Nutzlast von wenigen Metern reicht aus, den Ballon mit der in der Hülle eingeschweißten Reißleine zu zerstören. Er wird dabei zusätzlich umgestülpt, sodaß das Gas vollständig entweicht.

Der gewünschte Normalfall tritt ein, wenn nach einer vorgegebenen Zeit das Missionsziel erreicht wurde. Zusätzlich muß gewährleistet sein, daß der Ballon unter einem Druckniveau von 50 mbar (= 5 kPa, das einer Höhe von ca. 20 km entspricht) immer, frühestens aber zwei Stunden nach dem Start, zerstört wird.

### 6.4 Fallschirm (parachute)

Um die Sinkgeschwindigkeit der Nutzlast nach dem Trennen vom Ballon zu begrenzen, wird ein Fallschirm verwendet, der in Bodennähe eine Sinkgeschwindigkeit von ca. 7 m/s gewährleistet. Er besteht aus Japanseide mit einem Durchmesser von ca. 2,4 m.

### 6.5 Abwickelmechanismus (winch)

Bei der Messung des elektrischen Feldes ist es erstrebenswert, den Abstand zwischen den Meßfühlern und dem Ballon möglichst groß zu haben, damit die Verzerrungen des elektrischen Feldes durch diesen klein sind. Ein zu langes Seil könnte aber während der Startphase zu Schwierigkeiten führen.

## 16. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

Noch ein weiterer Punkt spricht für die Verwendung einer Abwickelvorrichtung. Durch den Einsatz von optischen Meßgeräten (Beobachtung des Polarlichts) würde der Ballon bei kurzem Seil das Beobachtungsfeld einengen oder gar abdecken. Auch der störende Einfluß auf das Meßergebnis wird wesentlich geringer, da gleichzeitig bei größerem Abstand die Leuchtstärke (reflektiertes und gestreutes Mond- und Sternenlicht von der Ballonhaut) zurückgeht.

### 6.6 Rotationsmotor (spinmotor)

Um elektrische und mechanische Unsymmetrien im Aufbau der Ballonnutzlast aus den Meßdaten des elektrischen Feldes eliminieren zu können wird die Nutzlast um ihre vertikale Achse etwa einmal in 40 Sekunden gedreht. Ein kleiner Gleichstrommotor mit einem Aufsteckgetriebe und Schaltkontakt ist in einem Aluminiumrohr untergebracht. Der Motor schaltet sich automatisch ein, wenn das Tragseil belastet wird.

Bei Winteraufstiegen ist die Batterie wegen der tiefen Außentemperaturen (ca.  $-80^{\circ}\text{C}$ ) in der Nutzlast untergebracht. Über einen zusätzlichen druckgesteuerten Schalter wird der Motor erst in einer Höhe von ca. 3 km eingeschaltet.

Bei Sommeraufstiegen kann die Batterie an der Außenseite des Rohres befestigt werden. Um die Einflüsse des Elektromotors (elektrische und mechanische) von der Nutzlast fernzuhalten, wird der Rotationsmotor näher am Ballon zwischen Fallschirm und Abwickelmechanismus montiert.

### 6.7 Nutzlast (payload)

Die Nutzlast wurde in Kap. 5 bereits beschrieben. In der Abb. 5 erkennt man unterhalb der Nutzlast die an einem Kabel hängende Sendeantenne, daneben die Anordnung von Lautsprecher und Mikrofonen für die Schalllaufzeitmessung.

### 6.8 Hilfsballon (auxiliary balloon) und Trennmechanismus (release mechanism)

Der Hilfsballon - im Gegensatz zum Hauptballon ist es eine geschlossene Ausführung - trägt die Nutzlast vor dem Start und auch noch kurze Zeit danach, bis er durch einen Trennmechanismus aus dem Tragseil gelöst wird und frei weiter schwebt. In ca. 4 km Höhe (Druckauslösung bei 600 mbar) schneidet ein Messer in der Kappe des Ballons ein Loch, sodaß der Ballon wieder zu Boden sinkt und damit keine Gefahr für den Flugverkehr werden kann. Tetraederförmig aufgebaut hat er ein Volumen von ca.  $20\text{ m}^3$  und ist mit Gas gefüllt bis zu 5 m hoch.

Der Trennmechanismus funktioniert ähnlich einer Zange, die beim Öffnen der Schenkel einen Ring freigibt, mit dem der Hilfsballon in der Vorrichtung eingespannt ist.

7. Aufstieg und Flug eines Ballons

Kündigt sich über Vorhersagedienste und durch die Auswertung eigener Beobachtungen ein Magnetischer Sturm bzw. Teilsturm an, dann werden alle Vorbereitungen für einen Aufstieg getroffen. Dazu gehören neben Abschlußüberprüfungen der Nutzlast auch das Einholen der Bewilligung von der zuständigen Luftraumüberwachung, meteorologische Beobachtungen sowie die Kontrolle der für einen Aufstieg erforderlichen Startgeräte. Das Gewicht des Ballongespans ist zu aktualisieren.

Die Aufstiege werden, wenn nur irgendwie vertretbar, möglichst in den Abendstunden durchgeführt. Das verwendete Wasserstoffgas expandiert beim Füllen des Ballons und später beim Aufsteigen und wird dabei abgekühlt. Dadurch wird zwar beim Füllen mehr Gas benötigt, dieses ersetzt aber im Verlauf des Fluges jenen Teil, der durch die Ballonhaut dringt und verloren geht. Selbst in der Polarnacht kann die Sonne, wenn auch nur für kurze Zeit, auf den Ballon in der Stratosphäre scheinen und durch Erwärmung das Gasvolumen vergrößern.

Wird von der wissenschaftlich-technischen Leitung ein Aufstieg beschlossen, läuft ähnlich wie bei einem Raketenstart ein Countdown ab.

Erstes, für Außenstehende sichtbares Zeichen ist das Füllen des Hilfsballons mit einer entsprechenden Gasmenge. Danach wird der Hauptballon aus seiner Verpackung genommen und teilweise auf dem Startplatz ausgelegt.

Die Startmannschaft wartet anschließend auf das Eintreffen der Nutzlast auf dem Startgelände. Die Nutzlast wird endgültig für den Aufstieg vorbereitet, am Hilfsballon befestigt und in geeigneter Position zum Hauptballon in entsprechender Höhe vom Boden fixiert. Die Signalübertragung wird überprüft - ein Nutzlastwechsel wäre bei einem Fehler noch möglich. Die Aufzeichnung der gesendeten Meßdaten auf Tonband beginnt. Ist alles in Ordnung, wird der Hauptballon zum Füllen vorbereitet. Würde der Aufstieg nach diesem Zeitpunkt abgebrochen werden, wäre der Hauptballon verloren, da er nicht ohne Beschädigung wieder verstaut werden könnte.

Das Ballongespann wird Einheit für Einheit, jede nochmals einzeln überprüft, zusammengesetzt und der Zerstörmechanismus scharf gemacht. Nach der Kontrolle aller Verbindungsstellen im Seil wird mit dem Füllen des Hauptballons begonnen. Ab diesem Zeitpunkt steigt die Spannung am Startplatz, die Zeit wird nun kostbar. Einsetzender Wind oder Regen könnten zum Abbruch zwingen.

Relativ hoch oben in der Ballonhaut befindet sich ein Einfüllstutzen (bei größeren Ballonen sind mehrere davon vorhanden).



## 18. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

Durch ihn strömt das Gas in den Ballon, der eine Blase bildet, die kontrolliert vergrößert wird. Sie sollte immer prall gefüllt sein, damit ein Windstoß kein Segel bilden kann. Der Ballon könnte sehr leicht niedergedrückt und bei Bodenberührung beschädigt werden.

Für den Aufstieg braucht der Ballon zusätzliches Gas, der Auftrieb wird mit ca. 10% (des Gesamtgewichts) gewählt. Das Auswiegen kann über Erfolg oder Mißerfolg eines Fluges entscheiden. (Bei zu wenig Gas trägt der Ballon das Gespann nicht, bei zu viel steigt er zu schnell, schießt über die nominelle Schwebhöhe, verliert dadurch zu viel Gas und sinkt wieder.) Ist der Füllvorgang beendet, wird der Füllstutzen durch Knoten verschlossen.

Am Boden ist der Ballon nur zu etwa 1/100 gefüllt. Nur etwa 1/3 der Ballonlänge steht als Blase über dem Startplatz. Der Rest wird sorgfältig auf einer Plastikplane ausgelegt.

Wird von Hand aus gestartet, zieht die Ballonblase mit ca. 30 bis 40 kg nach oben. Nur das eigene Körpergewicht kann dem entgegengesetzt werden.

Bei der nächsten günstigen Windsituation wird der Hauptballon freigegeben. Unter lautem Rauschen erhebt sich die Blase, bauscht sich auf, verharrt kurz und steigt dann himmelwärts. Der wohl kritischste Augenblick ist gekommen. Rasch hebt der Ballon zunächst sich selbst und danach das Gespann Einheit für Einheit vom Boden. Alles geht rasend schnell und doch viel zu langsam, denn jeder leise Windstoß versetzt den aufsteigenden Ballon seitlich. Ohne Hilfsballon müßte die Nutzlast als letztes, wertvollstes Stück im Gespann nun genau unter den Ballon gebracht werden, damit sie senkrecht vom Boden abhebt. Würde man sie abseits stehend loslassen, so würde sie durchschwingen, über den Boden schleifen und beschädigt werden. Mit dem Hilfsballon wird die Nutzlast während dieses Startvorganges so hochgehalten gehalten, daß die Elektroden den Boden nicht berühren. Kurz bevor das gesamte Gespann vom steigenden Ballon aufgehoben wird, wird auch die Nutzlast freigegeben. Sie schwebt am Hilfsballon langsam höher. Mit zunehmender Spannung im Seil wird die Nutzlast unter den Hauptballon hineingezogen. Erst wenn auch das Seil über dem Trennmechanismus das gesamte Gewicht der Nutzlast übernimmt, wird der Hilfsballon aus dem Gespann getrennt, da er den weiteren Aufstieg stören könnte. Die Freigabe erfolgt etwa zwei bis fünf Minuten nach dem Start, bereits in einer Höhe, bei der auch ein Durchschwingen die Nutzlast nicht gefährdet.

Je nach Größe des Ballons und der sich bei der Vorbereitung ergebenden Situationen dauert die geschilderte Prozedur eines Starts ca. 30 bis 60 Minuten. Während die Startmannschaft das Gelände aufräumt und für einen möglichen weiteren Aufstieg vorbereitet,

## 19. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

setzen sich die für die Nutzlast Verantwortlichen im Telemetrie-  
raum vor die Empfangs- und Auswertegeräte, um vorerst den Verlauf  
des Aufstiegs zu kontrollieren. Der Ballon steigt im Normalfall  
mit einer Geschwindigkeit von 4 m/sec. Wegen des abnehmenden Luft-  
drucks, dehnt sich das Gas im Ballon allmählich aus. In einer Höhe  
von ca. 32 km wird sein gesamtes Volumen ausgefüllt. Das nun über-  
schüssige Gas strömt über eine Öffnung am unteren Ende aus. Damit  
geht die Auftriebskraft allmählich zurück. Zwei Stunden nach dem  
Abheben vom Startgelände ist die Schwebephase erreicht. Ist der  
Himmel klar, kann der Ballon tagsüber als helle Erscheinung am  
Himmel beobachtet werden. Prall gefüllt hat er einen Durchmesser  
von ca. 25 bis 30 m und ist nun den in der Stratosphäre herrschen-  
den Strömungen ausgesetzt.

Mit den Signalen von der Nutzlast (bzw. von mehreren) wird gleich-  
zeitig ein Zeitsignal auf Tonband aufgezeichnet, welches später  
Vergleiche mit anderen Beobachtungen ermöglicht.

Die Röntgenstrahlung kann sofort nach dem Einschalten der Nutzlast  
ausgewertet werden. Wenige Meter über dem Boden sinkt die Anzahl  
der gezählten Ereignisse (Lichtblitz ausgelöst durch einen Rönt-  
genstrahl) auf nahezu Null, um dann allmählich bis zu einem Maxi-  
mum (in ca. 18 km Höhe) anzusteigen. Gibt es keine Elektronenaus-  
fällung, pendelt sich in der Schwebhöhe ein etwas niedrigeren  
Wert ein, der nur von der kosmischen Strahlung aus dem Weltall  
herrührt. Dieser Beitrag muß bei der Interpretation der Meßergeb-  
nisse abgezogen werden. Die Meßergebnisse vom elektrischen Feld  
sind während des Aufstiegs durch atmosphärische Vorgänge gestört.  
Ist der Schwebeflug erreicht, werden auch diese Ergebnisse brauch-  
bar. Das Photometer zur Registrierung von Leuchterscheinungen  
zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die Aufzeichnungen der Röntgen-  
strahlung herrührend von der Elektronenausfällung.

In regelmäßigen, während der Steigsphase zunächst in kürzeren,  
danach in längeren Zeitabständen, werden die Luftdruckwerte zur  
Kontrolle festgehalten. Die damit angefertigte Aufstiegskurve gibt  
Aufschluß über die Qualität des Fluges. Auch die anderen house-  
keeping-Daten werden regelmäßig abgelesen.

## 8. Wissenschaftliche Ergebnisse

Der wissenschaftliche Schwerpunkt der Ballonkampagnen lag bisher  
in der Erforschung der Dynamik und Morphologie der inneren Magne-  
tosphäre in Perioden geomagnetischer Aktivität, eine Auswirkung  
von Sonneneruptionen. Die daraus abgeleiteten Erkenntnisse lassen  
den Einfluß der Sonnenaktivität auf die Magnetosphäre und auf die  
darunterliegende Ionosphäre der Erde beschreiben.

## 20. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

Bei sogenannten Teilstürmen, den mehrere Stunden dauernden Phasen besonders intensiver Störungen, wird Plasma aus dem Schweif der Magnetosphäre in erdnahe Zonen, etwa in den Bereich geostationärer Satelliten, injiziert. Als Folge der damit verbundenen Energiezufuhr entstehen Instabilitäten und Turbulenzen im Plasma und den assoziierten elektrischen und magnetischen Feldern. Im Plasma werden verschiedenste Plasmawellen angeregt, die zur Ausfällung von Elektronen in die Atmosphäre und damit u.a. zu meßbarer Röntgenstrahlung führen. Koordinierte satelliten- und ballongetragene Messungen lassen die räumliche und zeitliche Ausbreitung der Effekte erforschen. Aus dem energetischen und zeitlichen Verhalten wurden die Ausfällungsmechanismen bestimmt. Durch simultane Messungen des Energiespektrums von Elektronen in geostationärer Entfernung mittels Satelliten und der resultierenden Ausfällung in die Atmosphäre auf der selben Magnetfeldlinie war eine exakte Zuordnung der Effekte möglich.

Die Messungen des elektrischen Feldes gaben Hinweise auf die Stärke der Plasmakonvektion im Magnetschweif vor dem eigentlichen Einsetzen des Magnetsturms. Durch simultane Messungen wurde die Geschwindigkeit dieses Vorgangs, der über die Magnetfeldlinien in die Ionosphäre projiziert wird, analysiert. Während der Hauptphase eines Sturmes gibt das elektrische Feld Auskunft über die mit der Ausfällung assoziierten Lage der Stromsysteme in der Ionosphäre, unter anderem auch in Gebieten ohne unterstützende Meßstationen, z.B. über dem Atlantik.

Abb. 6 zeigt ein Ergebnis von der schon erwähnten Kampagne im Sommer 1979. Am Abend des 3. Juli waren drei Ballone gestartet worden, als wenige Stunden danach ein Teilsturm einsetzte. Er ist in geostationärem Abstand deutlich erkennbar durch eine auffallende Änderung des Elektronenflusses, der von Detektoren im Satelliten GEOS-2 beobachtet wurde. In der unteren Darstellung sind die Zählraten der Elektronen, die in einem Blickwinkel von  $7^\circ$  bzw.  $93^\circ$  in bezug auf die Spinachse des Satelliten registriert wurden, aufgetragen. Die drei darüber liegenden Kurven zeigen die Zählraten des niedrigsten Röntgenstrahlungs-Energiekanals der drei Ballonnutzlasten. Der Ballon von Karasjok (Ka 0703) befand sich in unmittelbarer Nähe des Fußpunkts des Satelliten. Die Ausfällung in der Polarlichtzone wurde gleichzeitig mit dem vermehrten Auftreten von Elektronen (und auch Ionen) in der geostationären Bahn registriert. Südlich davon (Sodankylä, So 0703) setzte die Röntgenstrahlung deutlich früher, nördlich davon (Honningsvåg, Ho 0703) später ein. Dieser Ablauf stimmt mit Polarlichtbeobachtungen überein (ein zunächst stabiler Bogen zentriert um den Mitternachtsmeridian beginnt plötzlich polwärts zu wandern). Die momentane

21. Fortsetzung Gastvortrag: Nordlichtbeobachtungen vom Nordkap

geomagnetische Position (L-Wert) ist für jeden Ballon angegeben. Für die geomagnetische Breite von  $L = 5,1$  war der Sturm bereits nach etwa einer Stunde beendet, zu einem Zeitpunkt, zu dem er bei  $L = 6,8$  erst begann. Dort waren die Auswirkungen auch wechselhafter und dauerten länger an. Auch zeigten sich Stunden später noch schwächere Ereignisse, die weiter südlich nicht mehr beobachtet wurden. Die Zählrate der kosmischen Hintergrundstrahlung ist in den Kurven als strichlierte Linie eingetragen.

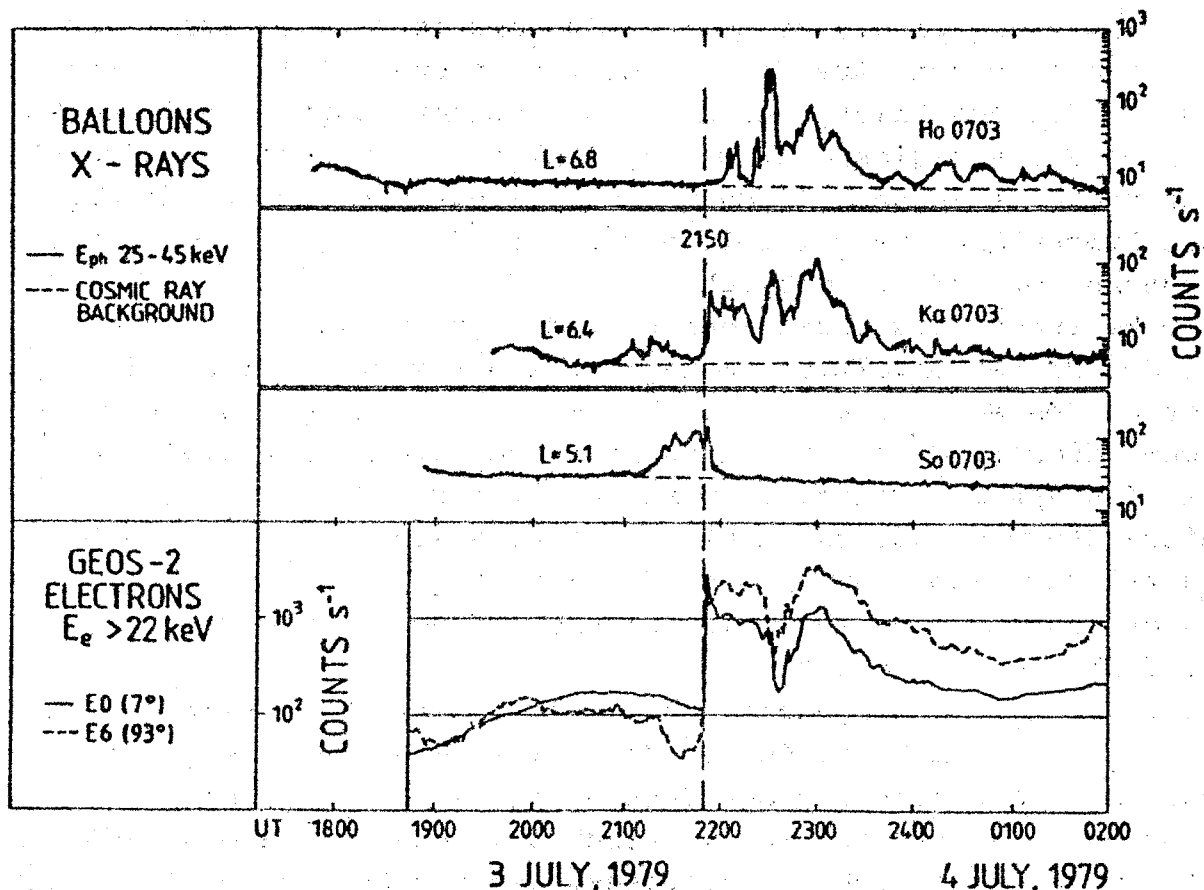
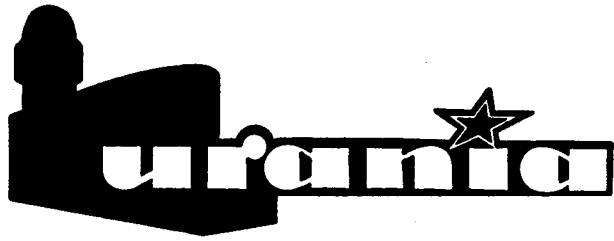


Abb. 6 Meßergebnisse koordinierter Messungen von Ballonen und geostationärem Satelliten

Dipl.-Ing. Herwig Slamanig  
 Institut für Weltraumforschung  
 der Österreichischen Akademie  
 der Wissenschaften  
 Inffeldgasse 12  
 8010 Graz

volksbildungshaus  
wiener urania



1011 wien / postfach 881, uraniastraße 1  
telefon 726191

Donnerstag, 19.00-21.00 Uhr  
K. 143 - 5 Abende

Frühjahrssemester 1989  
Planetarium

17. STERNFREUNDE-SEMINAR 1989  
=====

Seminarleiter:

Prof. Hermann M u c k e

PLANET ERDE

Wieder veranstaltet gemeinsam mit dem ÖSTERREICHISCHEN ASTRONOMISCHEN VEREIN, wird aus dem Blickwinkel der Himmelskunde das Wichtigste aus den Erdwissenschaften behandelt: Erdbewegungen (Drehung und Umlauf um die Sonne, Bewegungen der Achse. Zeitbestimmung); Erdkörper (Form und Größe, Aufbau, Schwere- und Magnetfeld, geographische Ortsbestimmung, astronomische Navigation); Atmosphäre (Aufbau, Erscheinungen der meteorologischen Optik wie Refraktion, Extinktion, Dämmerung, Regenbogen und Halos. Wetter); Erdnaher Weltraum; Überblick über Geschichte sowie ausgewählte Literatur; Übungen auf der Urania-Sternwarte.

Einschlägige himmelskundlich-geographische Vorkenntnisse sind erforderlich. In der Pause der Abende besteht die Möglichkeit zur Einsichtnahme in Literatur und zu vielfältigen Kontakten. Seminar-papiere sind unentgeltlich, aber nur bei persönlicher Teilnahme und Vorweis der Kurskarte, erhältlich.

Fr. 14.

Termine: 9. März, ~~10.~~, 20. April, 11. Mai, 8. Juni 1989 ~~Di 20. Juni 1989~~

Einschreibungen in der Wiener Urania.

Regiebeitrag pro Abend S 15.-, ausgenommen Mitglieder der Wiener Urania und des Österreichischen Astronomischen Vereins.

AK-Stiftungskurs S 30.-

-----  
Einschreibungen ab 9. Jänner 1989 an der Uraniakassa  
Montag bis Freitag, von 14.30-20.00 Uhr. Tel.: 72 61 91

