

Gezeitenmessungen auf dem Ekström-Schelfeis, Antarktis

Von Wolfgang Kobarg und Erich Lippmann*

Zusammenfassung: Zu den geophysikalischen Arbeiten an der deutschen Georg-von-Neumayer-Station gehört auch die Erfassung der gezeitenabhängigen Bewegung des Ekström-Schelfeises. Dazu dienen ein Erdzeitengravimeter zur Messung der vertikalen Komponente der Bewegung sowie zwei während der Überwinterung 1984/85 selbstgebaute Neigungsmeßgeräte zur Messung der horizontalen Komponenten. Die Schwermessungen wurden kontinuierlich während des Jahres im Observatorium der Georg-von-Neumayer-Station durchgeführt, die Neigungsmessungen zum einen auch dort, zum anderen an drei Lokationen an einem „ice-rise“ 10 km nordwestlich der Station. Aus den Schwermessungen läßt sich der Hub im Meereszeitenrhythmus bestimmen, bei Springtide beträgt die Doppelamplitude etwa 1 m. Die Neigungsmessungen liefern als wichtigstes Ergebnis, daß die Amplituden am „ice-rise“ wesentlich größer sind als im Observatorium. Ferner werden Erkenntnisse über gezeitenkorrelierte Eisbebenaktivitäten vorgestellt.

Summary: Part of the geophysical work at the German Georg von Neumayer Station is the recording of the tidal movement of the Ekström Ice Shelf. Measurements are performed with an earthtide gravity meter for the vertical component of the movement and two simple tiltmeters for the horizontal components. Gravity measurements were done continuously during the 1984/85 winter season at the observatory of the Georg von Neumayer Station. Tilt measurements were carried out at the station and at three locations on an ice-rise at about 10 km distance from the station. Gravity measurements provide the tidal movements of the ice shelf, which amounts to about 1 m at spring tide. The most important result of the tiltmeter measurements lies in the fact that the amplitudes of tilt are substantially larger at the ice-rise than at the observatory. Results of tide-correlated ice quake activities are also presented.

1. EINFÜHRUNG

Das Ekström-Schelfeis ist ein relativ kleines Schelfeis der Antarktis am nordöstlichen Rand der Weddell-See. Im Südsommer 1980/81 wurde dort die deutsche Georg-von-Neumayer-Station (GvN) errichtet. Die Station befindet sich ca. 7 km von der Schelfeiskante der Atka-Bucht entfernt (Abb. 1). Seismische sowie Radarmessungen ergaben, daß das Eis im Bereich der Station ca. 200 m dick ist und die Wasserschicht darunter etwa 120 m mächtig ist (THYSSEN, pers. Mitt. 1985, und HOYER 1983, Abb. 2).

Da das Schelfeis schwimmt, folgt es dem Auf und Ab der Meereszeiten. Die Reaktion des Schelfeises auf die anregenden Meereszeiten zu untersuchen, ist eine der Aufgaben dieser Arbeit. Das Schelfeis führt zum einen eine vertikale Bewegung durch, daraus resultierende Schwereänderungen werden mit einem Gravimeter gemessen. Weiterhin wird die Schelfeisplatte mit den Meereszeiten gekippt, die horizontalen Gezeitenbewegungen werden mit Neigungsmeßgeräten registriert. Des weiteren entstehen im Rhythmus der Gezeiten Deformationen des Eises, die man mit Dehnungsmeßgeräten messen kann. (Hierzu wurden Messungen begonnen, doch liegen noch keine Resultate vor.)

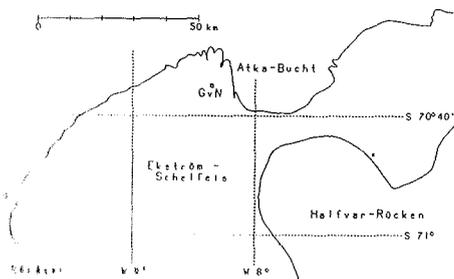


Abb. 1: Lage und Umgebung der Georg-von-Neumayer-Station auf dem Ekström-Schelfeis auf 70° 36' S und 8° 22' W. Kartengrundlage: Satellitenbildkarte „Neuschwabenland 1982“ des Instituts für Angewandte Geodäsie Frankfurt/M.; Söråsen und Halfvar-Rücken sind eisbedeckte Teile des Antarktischen Kontinents und bilden die seitlichen Einfassungen des Ekström-Schelfeises.

Fig. 1: Position and surrounds of the Georg von Neumayer Station on the Ekström Ice Shelf at 70° 36' S and 8° 22' W. The map is based on the satellite map „Neuschwabenland 1982“, Institute of Applied Geodesy, Frankfurt/M.; Söråsen and Halfvar Ridge are ice-covered parts of the Antarctic continent and form the boundaries of the Ekström Ice Shelf.

* Dipl.-Geophys. Wolfgang Kobarg und Dipl.-Geophys. Erich Lippmann, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Columbusstr., 2850 Bremerhaven.

Diese Arbeit gibt einen Überblick über den derzeitigen Stand der Gezeitenmessungen auf dem Ekström-Schelfeis.

2. DIE VERTIKALE GEZEITENKOMPONENTE

Im geophysikalischen Observatorium der Station, das etwa 1 km südlich GvN liegt, wird seit 1982 ein Askania Gs-15-Gravimeter, das vom Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsobservatorium Schiltach zur Verfügung gestellt wurde, betrieben. Es registriert die zeitlichen Änderungen der Schwerebeschleunigung, die hauptsächlich durch die Gezeitenkräfte und -verschiebungen hervorgerufen werden. Das Observatorium selbst besteht aus einem sechs Meter tief in den Schnee eingelassenen Container, in dem das Gravimeter auf einem schweren Eichentisch steht, dessen Tischbeine durch den Containerboden hindurchgehen und damit eine Ankopplung an den Untergrund haben. Eine genaue Beschreibung des Observatoriums geben MILLER & ECKSTALLER (1982).

Das Gravimeter ist im Prinzip eine empfindliche Federwaage, deren Auslenkungen von einem kapazitiven Wegaufnehmer in eine elektrische Spannung umgewandelt werden. Die Aufzeichnung erfolgt kontinuierlich auf einem Schreiber, zusätzlich wird der Meßwert einmal pro Minute einem Prozeßrechner zugeführt und auf einer Floppy Disk abgespeichert. Ein Problem bei der Registrierung von Gezeiten auf einer schwimmenden Schelfeisplatte besteht darin, daß das Schelfeis sich nicht nur mit den Gezeitenperioden bewegt. Hochfrequente Störungen durch Erd- und Eisbeben werden zwar durch einen Tiefpaß mit 300 Sekunden Grenzperiode, der hinter dem Wegaufnehmer sitzt, herausgefiltert. Die durch die Dünung (Swell) des Meeres angeregten Schwingungen des Schelfeises können jedoch Amplituden bis zu ± 10 mgal ($1 \text{ gal} = 10^{-2} \text{ m/sec}^2$) oder — im Sommer bei fehlender Meereisbedeckung — sogar noch wesentlich mehr erreichen, so daß das Meßsystem des Gravimeters weit über seinen linearen Bereich hinaus angesteuert werden würde und jedes Gezeitensignal völlig verdeckt wäre. Die Periode der durch den Swell verursachten Schwingungen liegt bei etwa 10–20 Sekunden.

Um diese Störungen durch die Meeresdünung zu beseitigen, wurde eine Rückkopplungselektronik (Feedback) gebaut. Das Gravimeter hat einen Eingang, über den es sich magnetisch kalibrieren läßt. Der Feedback differenziert das Ausgangssignal des Wegaufnehmers und führt einen Strom in den Eicheingang. Dieser Strom, der dem zeitlich differenzierten Ausgangssignal proportional ist, fließt über Helmholtzspulen und übt eine magnetische Kraft auf an den Meßbalken angebrachte Ferritkerne aus. Es wird hierdurch eine sehr starke geschwindigkeitsproportionale Dämpfung bewirkt. Die Auslenkungen des Meßsystems des Gravimeters für die hochfrequenten Störbewegungen des Swells werden somit stark reduziert und Übersteuerungen verhindert.

Allerdings wird nun durch den Feedback wiederum eine Art Gleichrichtung hochfrequenter Störungen bewirkt, denn die Spulen, durch die der Rückkopplungsstrom fließt, erwärmen sich. Aus dieser Erwärmung folgt eine geringfügige Ausdehnung mancher mechanischer Teile des Gerätes, was wiederum zu einer Positionsveränderung des Gehänges des Gravimeters führt. Dieser Effekt ist proportional der durch den Feedback in das Gravimeter zusätzlich eingespeisten Leistung. Bei kleiner Dünung (ca. ± 2 mgal) ist

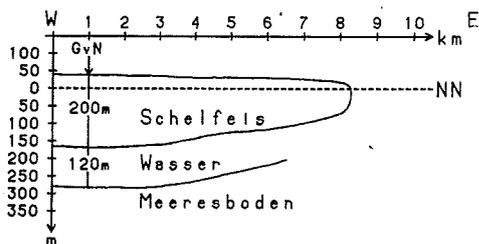


Abb. 2: West-Ost-Schnitt durch das Ekström-Schelfeis im Bereich der Georg-von-Neumayer-Station (aus HOYER 1983).

Fig. 2: West-east-section through the Ekström Ice Shelf at the Georg von Neumayer Station (from HOYER, 1983).

die Auswirkung auf das Meßsignal zu vernachlässigen. Wird der Swell jedoch stärker, kann unter Umständen im Sommer das Gezeitensignal völlig in dem durch Erwärmung des Meßsystems bewirkten langperiodischen Störungen untergehen.

In die Rückkopplungselektronik wurde zudem noch eine Eichvorrichtung eingebaut. Der Gerätehersteller gibt einen Eichfaktor von 0.3172 mgal/mA an. Aus den ein- bis zweimal pro Monat durchgeführten Eichungen ergab sich ein Mittelwert über den gesamten Meßzeitraum von 0.7163 mgal/V. Eine weitere Eichmethode wird durch das Verstellen der Meßspindel des Gravimeters ermöglicht, der Hersteller gibt hierfür einen Eichfaktor von 4.551 mgal/Skalenteil an. Als Mittelwert aus den Spindeleichen ergibt sich ein Eichwert von 0.7033 mgal/V, demnach ein um knapp zwei Prozent kleineres Ergebnis. Da die erste Eichmethode keinen Eingriff ins System erfordert und damit den Meßvorgang weniger stört, wurde mit dem daraus gewonnenen Eichwert gearbeitet.

Die bisher längste lückenlose Zeitreihe vom Gravimeter reicht vom 16. März 1984 bis zum 11. Februar 1985 (333 Tage = 7992 Stunden). Durch die analoge und digitale Aufzeichnung wird die Gefahr eines Datenverlustes relativ gering gehalten. Trotzdem mußten zum Erhalt dieser Zeitreihe zwei Lücken, die durch Totalausfall entstanden, ergänzt werden (einmal drei und einmal neunzehn Stunden lang). Fehlen in einer Zeitreihe von Gezeitendaten weniger als 24 Stunden, so können die fehlenden Stundenwerte durch die Formel

$$y_t = -1/20[-y_{t-72} - y_{t+72} + 6(y_{t-48} + y_{t+48}) - 15(y_{t-24} + y_{t+24})]$$

mit y_t = Meßwert zur Zeit t

(KÜMPEL 1977) ergänzt werden. Auf die längere Lücke konnte die Formel erst nach folgenden Maßnahmen angewendet werden, denn nach der Wiederinbetriebnahme des Gravimeters entstand eine starke Anlaufdrift durch die Wiederaufwärmung des Gerätes. Den 200 Stundenwerten nach der Lücke wurde graphisch eine e-Funktion angepaßt, nachdem zwei Sprünge durch Spindelverstellungen beseitigt worden waren. Rechnerisch wurde die graphisch ermittelte e-Funktion aus den Daten entfernt. Schließlich wurde noch ein linearer Gang dieser 200 Stunden beseitigt. Auch aus den Stundenwerten der zwei Tage vor der Lücke wurde ein relativ starker linearer Gang entfernt. Erst nachdem noch der Versatz dieser beiden behandelten Zeitreihenteile berücksichtigt wurde, konnten mit der oben genannten Formel die fehlenden Daten ergänzt werden.

Das Schweresignal setzt sich aus den folgenden Anteilen zusammen, die alle gleichfrequent und kohärent sind, weil sie durch die selben Kräfte verursacht werden. Zum einen wird durch die Gezeitenkräfte der Erdkörper elastisch verformt, dies ist zusammen mit der Attraktionswirkung der gezeiterzeugenden Himmelskörper auf das Meßsystem der sogenannte direkte Effekt bzw. die Körpergezeit (body tide). Durch die Meeresgezeiten (indirekter Effekt) wird periodisch der Meeresboden verformt (Auflastgezeiten) sowie eine Attraktionswirkung durch die Wassermassen erzeugt. Diese beiden Effekte beobachtet man an jeder Gezeitenmeßstation, wobei der indirekte Effekt um so größer ist, je näher die Station sich am Meer befindet (MELCHIOR 1982). Auf einem Schelfeis kommen noch weitere Einflüsse zum indirekten Effekt hinzu, nämlich die Bewegung des Schelfeises im ungestörten Schwerefeld der Erde, die Anziehungswirkung einer Wasserschicht, die periodisch unter das Schelfeis läuft, sowie die Deformationswirkung dieser Wasserschicht auf den Meeresboden. In Tab. 1 ist die Größe des indirekten Effektes aufgeführt, wie ihn DUCARME (pers. Mitt. 1985) nach Ozeanmodellen von Schwiderski für die Georg-von-Neumayer-Station berechnet hat. Die zuletzt genannten Anteile des indirekten Effekts sind in Schwiderskis Karten allerdings nicht enthalten (Um Informationen über die Meeresgezeiten unter dem Schelfeis zu erhalten, soll 1986 in der Nähe des Observatoriums ein Meeresbodenpegel verankert werden). Die Größen in Tab. 1 wurden von den Meßdaten abgezogen. Die Tide M2 ist die halbtägige Hauptmond tide, S2 die halbtägige Hauptsonnentide, O1 die ganztägige Hauptmond tide und K1 die Deklinationstide von Mond und Sonne. Weitere Erklärungen über die in der Tabelle aufgeführten Partialtiden findet man z. B. in BARTELS (1957). Bildet man das Verhältnis der Amplituden des Potentials (BARTELS 1957) von ein-

Welle	Attraktion		Auflast		Total	
	Ampl.	Phase	Ampl.	Phase	Ampl.	Phase
Mf	0.1271	- 22.98	0.2655	- 17.77	0.3922	- 19.46
Q1	0.1402	-166.22	0.4290	-154.85	0.5671	-157.65
O1	0.7284	-174.74	2.2267	-163.73	2.9450	-166.44
P1	0.1888	+173.46	0.6061	-167.53	0.7870	-172.02
K1	0.5442	+167.05	1.6758	-171.40	2.1911	-176.63
N2	0.0949	- 26.62	0.3839	- 8.39	0.4750	- 11.97
M2	0.5484	- 44.10	1.9980	- 17.73	2.5009	- 23.33
S2	0.4612	- 62.17	1.7358	- 47.18	2.1846	- 50.31
K2	0.1278	- 71.19	0.4697	- 54.01	0.5930	- 57.66

Tab. 1: Indirekter Effekt nach Schwiderski für die Georg-von-Neumayer-Station, Amplitude in μgal , Phase in Grad, Voreilung positiv (DUCARME, pers. Mitt. 1985).

Tab. 1: The indirect effect, calculated from Schwiderski's maps, for the Georg von Neumayer Station, amplitudes in μgal , phases in degrees, lead positive (DUCARME, pers. communication, 1985).

zelen Partialtiden, so kann man mit dem daraus erhaltenen Quotienten eine grobe Approximation des indirekten Effektes von nicht in der Tabelle aufgeführten Partialtiden erhalten. Die Phasen dieser kleineren Partialtiden, die nicht in der Tab. 1 aufgeführt sind, wurden durch Interpolation erhalten.

In der Erdzeitenforschung wird häufig der indirekte Effekt nach der obigen Methode eliminiert. Die verbleibenden Körperzeiten kann man dann mit den theoretischen Gezeiten eines Erdmodells vergleichen. Lokale und regionale Inhomogenitäten der Erde haben einen Einfluß auf die Erdzeiten. ZÜRN et

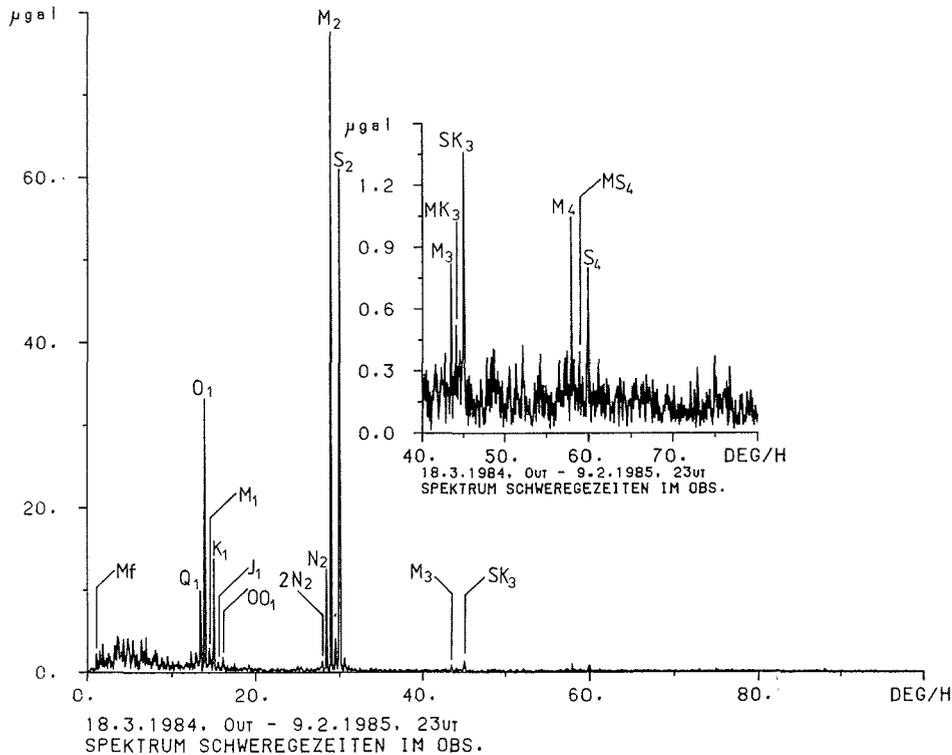


Abb. 3: Fourierspektrum der hochpaßfilterten Zeitreihe vom Gravimeter nach Abzug der theoretischen Gezeiten sowie des Attraktions- und Auflasteffektes der Meereszeiten, rechts oben Ausschnitt mit anderem Maßstab in der Ordinate.

Fig. 3: Spectrum of the high pass filtered time series of the gravity meter after subtraction of the body tides and the attraction and loading effects of the ocean tides. Note the different scale of the insert in the upper right-hand corner.

al. (1976) haben gezeigt, daß dieser Einfluß auf die Vertikalkomponente der Gezeiten wesentlich kleiner ist als auf die Horizontalkomponenten. Deshalb sind Einflüsse eventueller lokaler Inhomogenitäten der Erdkruste unter der Georg-von-Neumayer-Station vernachlässigbar, und man kann die Körpergezeiten mit einem Gravimeterfaktor von 1.16 (z. B. MELCHIOR 1982) für eine elastische Erde von den Daten abziehen. Danach und nach Abzug des nach Schwiderski berechneten indirekten Effekts sollte in den Daten nur noch der Schelfeiseinfluß sowie ein eventueller meteorologischer Einfluß enthalten sein.

Die instrumentell bedingte Drift überlagert die Meßdaten als langperiodisches Signal. Diese Drift wurde mit einem digitalen Hochpaß herausgefiltert, einem Cosinusfilter (BÄTH 1974 oder ZINK 1984), dessen Durchlaßspektrum optimal an die ganz-, halb- und dritteltägigen Gezeitenperioden angepaßt ist. Die vierzehntägige Welle Mf wird durch den Filter allerdings erheblich reduziert, so daß die Ergebnisse für diese Welle mit Vorbehalt zu betrachten sind. Durch die Filterung gehen zudem einige Stundenwerte verloren. Der Filter wurde so gewählt, daß es sich um jeweils 48 Stunden am Anfang und am Ende der Zeitreihe handelt, die somit nur noch 329 Tage lang ist.

Die Daten lassen sich entweder mit einer Fourieranalyse oder mit einer harmonischen Analyse nach der Methode der kleinsten Quadrate (least squares fit) untersuchen. Abb. 3 zeigt das Amplitudenspektrum des Gezeitensignals nach Abzug der theoretischen Gezeiten und des Meeresgezeiteneinflusses. In Abb. 4 ist zum Vergleich das Spektrum der theoretischen Gezeiten zu sehen. Man erkennt, daß für die Körpergezeiten die ganztägigen Gezeiten größer sind als die halbtägigen, ein Effekt der hohen geographischen Breite. Das Verhältnis O1:M2 beträgt etwa 2.5:1. Die Abb. 3 zeigt, daß die beobachteten Gezeitenbewegungen des Schelfeises sich genau anders herum verhalten, so beträgt hier das Verhältnis O1:M2 etwa

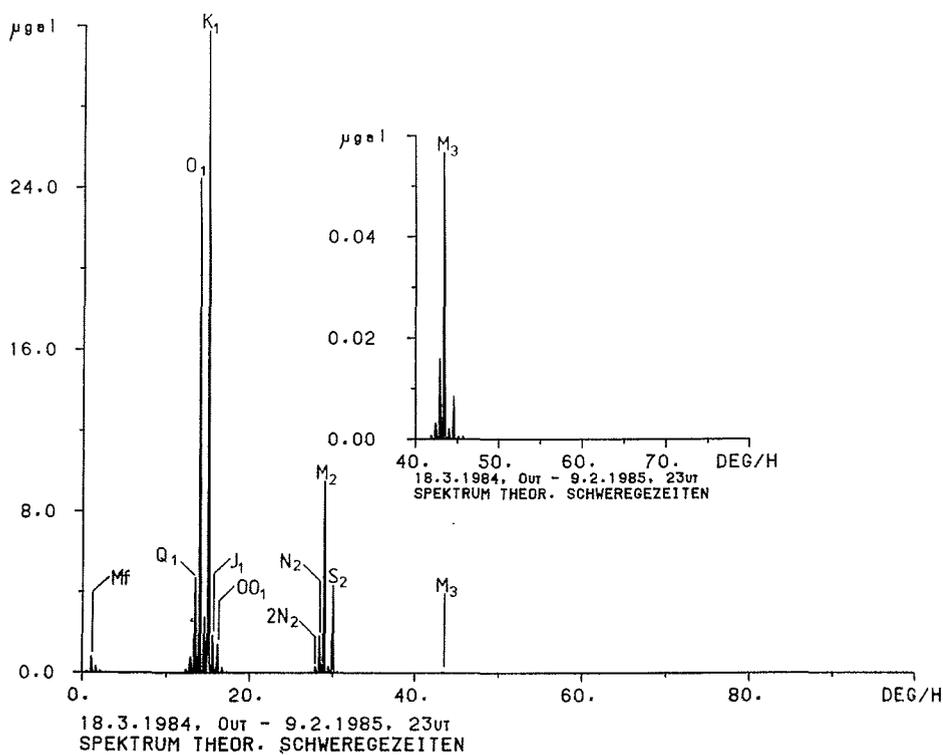


Abb. 4: Fourierspektrum der hochpaßgefilterten Zeitreihe der theoretischen Gezeiten einer elastischen Erde (Gravimeterfaktor: 1.16).

Fig. 4: Spectrum of the high pass filtered time series of the body tides of an elastic model earth (gravity factor 1.16).

Welle	Frequ. [Grad/h]	Ampl. [μgal]	Fehler [μgal]	A/A (T)	Fehler	$\Delta\Phi$ [Grad]	Fehler [Grad]
Mf	1.0980	1.16	0.40	1.51	0.52	-166.8	13.9
2Q1	12.8543	2.61	0.40	4.83	0.74	55.4	6.4
$\sigma 1$	12.9271	2.41	0.40	3.94	0.65	39.2	6.9
Q1	13.3987	13.76	0.40	3.36	0.10	31.6	1.2
e^1	13.4715	3.64	0.40	5.25	0.58	28.9	4.6
O1	13.9430	54.08	0.40	2.51	0.02	27.0	0.3
$\tau 1$	14.0252	1.13	0.40	3.86	1.37	40.3	14.5
M1	14.4967	4.42	0.40	1.94	0.18	38.5	3.7
P1	14.9589	12.14	0.40	1.33	0.04	26.9	1.3
S1	15.0000	1.14	0.40	2.97	1.04	-22.5	14.4
K1	15.0411	37.95	0.40	1.29	0.01	21.9	0.4
J1	15.5854	1.73	0.40	1.06	0.25	39.5	9.3
OO1	16.1391	1.41	0.40	1.08	0.31	70.7	11.4
$\nu 1$	16.6835	0.86	0.40	3.86	1.80	56.9	19.0
2N2	27.8954	1.11	0.40	5.37	1.94	43.1	15.1
$\mu 2$	27.9682	1.82	0.40	7.85	1.73	27.3	9.5
N2	28.4397	13.93	0.40	8.96	0.26	20.4	1.3
$\nu 2$	28.5126	2.53	0.40	9.37	1.48	17.9	7.0
$\gamma 2$	28.9113	0.97	0.40	43.53	17.95	10.5	35.2
M2	28.9841	87.64	0.40	10.64	0.05	2.3	0.2
L2	29.5285	4.13	0.40	15.42	1.49	6.2	4.6
T2	29.9589	3.88	0.40	17.18	1.77	-2.7	5.2
S2	30.0000	67.98	0.40	17.46	0.10	-21.0	0.3
K2	30.0821	23.19	0.40	18.97	0.33	-19.9	0.9
$\eta 2$	30.6265	1.69	0.40	24.35	5.76	-64.1	13.6
M3	43.4762	0.79	0.40	16.14	8.17	25.1	24.4
SK3	45.0411	1.26	0.40				
M4	57.9682	1.08	0.40				
MS4	58.9841	0.33	0.40				
S4	60.0000	0.61	0.40				

Tab. 2: Ergebnisse der Messungen der Z-Komponente der Gezeiten. Zeitraum: 18.03.84 00 Uhr UT — 9. 2. 85 23 Uhr UT 7896 Stunden.

Tab. 2: The results of the vertical component of tides. Time interval: 18 March 1984 00.00 UT — 9 February 1985 23.00 UT 7896 hours.

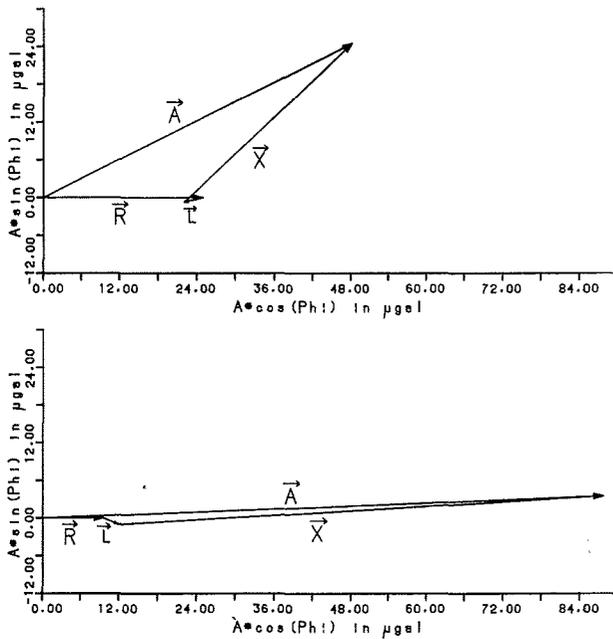


Abb. 5: Zeigerdiagramme der Wellen O1 (oben) und M2 (unten). Der Vektor \vec{A} ist die gemessene Amplitude mit der auf die theoretische Welle bezogenen Phase, \vec{R} ist die theoretische Welle (elastische Erde), \vec{L} der indirekte Effekt und \vec{X} die Resultierende, also $\vec{X} = \vec{A} - \vec{R} - \vec{L}$.

Fig. 5: Vector diagram for the waves O1 (upper part) and M2 (lower part). Vector \vec{A} designates the measured amplitude with the phase in relation to the body tide, \vec{R} is the body tide (elastic model earth), \vec{L} the indirect effect and \vec{X} the vector residual, $\vec{X} = \vec{A} - \vec{R} - \vec{L}$.

Welle	Frequ. [Grad/h]	Ampl. [μ gal]	Fehler [μ gal]	Ampl. [cm]	A/A(T)	Fehler	$\Delta\Phi$ [Grad]	Fehler [Grad]
Mf	1.0980	2.39	0.40	0.9	3.12	0.52	3.2	8.0
2Q1	12.8543	2.37	0.40	0.9(2.3)	4.39	0.74	67.1	7.2
d	12.9271	2.00	0.40	0.7	3.26	0.65	51.7	8.6
Q1	13.3987	10.55	0.40	3.9(7.8)	2.58	0.10	44.7	1.6
q	13.4715	3.06	0.40	1.1	4.42	0.58	35.8	5.6
O1	13.9430	36.24	0.40	13.3(27.0)	1.68	0.02	43.9	0.5
r1	14.0252	0.92	0.40	0.3	3.14	1.37	53.2	18.1
M1	14.4967	2.95	0.40	1.1	1.29	0.17	70.5	5.6
P1	14.9589	5.70	0.40	2.1	0.62	0.04	79.9	3.0
S1	15.0000	0.79	0.40	0.3	2.05	1.04	-33.1	21.8
K1	15.0411	14.62	0.40	5.4(25.1)	0.50	0.01	77.3	1.2
J1	15.5854	1.17	0.40	0.4	0.72	0.25	108.9	13.0
OO1	16.1391	1.63	0.40	0.6	1.25	0.31	125.5	9.5
v1	16.6835	0.76	0.40	0.3	3.41	1.79	71.6	21.6
2N2	27.8954	0.92	0.40	0.3	4.46	1.94	56.5	17.5
μ 2	27.9682	1.53	0.40	0.6(1.6)	6.60	1.73	33.7	10.7
N2	28.4397	11.88	0.40	4.4	7.63	0.26	24.7	1.4
v2	28.5126	2.16	0.40	0.8	7.99	1.48	21.7	7.8
γ 2	28.9113	0.94	0.40	0.3	42.11	17.92	11.0	35.4
M2	28.9841	75.86	0.40	27.9(39.1)	9.21	0.05	3.4	0.2
L2	29.5285	3.77	0.40	1.4	14.06	1.49	7.3	4.9
T2	29.9589	3.53	0.40	1.3	15.63	1.77	-1.4	5.4
S2	30.0000	61.86	0.40	22.8(35.2)	15.89	0.10	-21.5	0.3
K2	30.0821	21.39	0.40	7.9	17.50	0.33	-20.2	0.9
η 2	30.6265	1.61	0.40	0.6(0.8)	23.17	5.76	-66.5	13.7
M3	43.4762	0.72	0.40	0.3(0.3)	14.66	8.14	28.9	25.6
SK3	45.0411	1.26	0.40	0.5(0.7)				
M4	57.9682	1.08	0.40	0.4(0.5)				
MS4	58.9841	0.33	0.40	0.1(0.2)				
S4	60.0000	0.61	0.40	0.2(0.3)				

Tab. 3: Ergebnisse der Messungen der Z-Komponente der Gezeiten nach Abzug der theoretischen Gezeiten und des indirekten Effekts. Zeitraum: 18. 3. 84 00 Uhr UT — 9. 2. 85 23 Uhr UT 7896 Stunden

Tab. 3: The results of the vertical component of tides after subtraction of the body tides and the subtraction of the indirect effect. Time interval: 18 March 1984 00.00 UT — 9 February 1985 23.00 UT 7896 hours.

1:2.5. Da durch astronomische Beobachtungen die Frequenzen der einzelnen Partialtiden sehr genau bekannt sind, hat sich in der Gezeitenforschung die harmonische Analyse nach der Methode der kleinsten Quadrate bewährt. Man gibt die Frequenzen der Partialtiden vor, und die Methode liefert dann für jede Tide eine Amplitude und eine Phase, die auf den Anfangszeitpunkt der Zeitreihe bezogen ist. Nach Anwendung der least-squares-Methode auf die Zeitreihe der theoretischen Gezeiten desselben Zeitraumes erhält man Amplituden und Phasen der theoretischen Tiden. Die gemessenen Gezeiten kann man mit den theoretischen Gezeiten vergleichen. Das Verhältnis der Amplituden liefert einen „scheinbaren“ Gravimeterfaktor („scheinbar“ deshalb, weil dieser Faktor nicht mit dem in der Erdgezeitenforschung üblichen Gravimeterfaktor verwechselt werden darf, MELCHIOR 1982). Die Differenz der Phasen zu bilden hat den Vorteil, daß diese Phasendifferenz sich dann nicht mehr auf den Anfangszeitpunkt der Zeitreihe bezieht, sondern eben auf die theoretische Welle. Dadurch werden die Phasen verschiedener Meßzeiträume miteinander vergleichbar. Die Tab. 2 zeigt die aus der least-squares-Methode erhaltenen Amplituden und Phasendifferenzen der Daten, die lediglich hochpaßgefiltert wurden, und Tab. 3 enthält die Ergebnisse nach Abzug der Körper- und Meeresgezeiten. Aufgenommen wurden in die Tabelle alle Wellen, die nach dem F-Test von Fisher (z. B. TAUBENHEIM 1969, ZINK 1984) als signifikant erkannt wurden. Negative Phasen entsprechen dabei Nachlauf gegenüber der theoretischen Welle. Der „scheinbare“ Gravimeterfaktor ist mit A/A(T) bezeichnet. Diese Zahlen fehlen natürlich bei den nichtlinearen Wellen, die am Ende der Tabellen stehen, weil man hierfür keine theoretischen Amplituden angeben kann.

In der Abb. 5 sind für die Wellen O1 und M2 Zeigerdiagramme zu sehen. Vektor \vec{A} ist die gemessene Am-

plitude mit der auf die theoretische Welle bezogenen Phase. Die Amplitude der Körperzeit wird durch den Vektor \vec{R} beschrieben. \vec{L} ist der indirekte Effekt und $\vec{X} = \vec{A} - \vec{R} - \vec{L}$ die Resultierende. Man erkennt, daß das Verhältnis gemessene Amplitude zu theoretischer Amplitude bei O1 wesentlich kleiner ist als bei M2. Auch in der Abb. 6, in der der „scheinbare“ Gravimeterfaktor, nachdem Körper- und Meereszeiten abgezogen wurden, mit Fehlerbalken geplottet sind, erkennt man dies. Hier fallen gewisse Trends auf, die durch die gestrichelten Linien angedeutet werden sollen. So werden z. B. die Amplitudenverhältnisse im ganztägigen Periodenbereich kleiner mit zunehmender Frequenz und im halbtägigen Periodenbereich größer mit zunehmender Frequenz (die Welle γ_2 wurde aufgrund kleiner Amplitude und eines großen Fehlerbalkens in dieser Abbildung weggelassen). Die Phasendifferenzen der ganztägigen Wellen werden mit zunehmender Frequenz etwas größer, nur die Phase von S1 fällt heraus, was möglicherweise auf einen meteorologischen Einfluß zurückzuführen sein könnte oder durch Auflösungsprobleme der Wellengruppe P1S1K1 bedingt ist. Die Phasendifferenzen der halbtägigen Wellen werden mit zunehmender Frequenz kleiner bzw. wechseln das Vorzeichen.

In Tab. 3 ist weiterhin noch ein Hub des Schelfeises in cm angeführt, der sich nach der Formel

$$\Delta h = a \Delta g \quad \text{mit } a = 0.368 \text{ cm}/\mu\text{gal}$$

ergibt (THIEL et al. 1960). Daraus folgt bei konstruktiver Interferenz (Springtide) von M2 und S2 eine Doppelamplitude von etwa einem Meter. Im Februar 1983 wurde 7.8 km nordöstlich der Schelfeiskante der Atka-Bucht einen Monat lang ein Unterwasserpegel betrieben. Die dort — 15 km vom Observatorium entfernt — gemessenen Hübe sind in Tab. 3 in Klammern mit aufgeführt. Die Daten stammen von LUTJEHARMS et al. (1985).

Im Idealfall erhält man im Fourierspektrum nur an den Stellen eine signifikante Amplitude, deren Frequenzen den astronomisch berechenbaren entsprechen (Abb. 4). Diese liegen im langperiodischen Be-

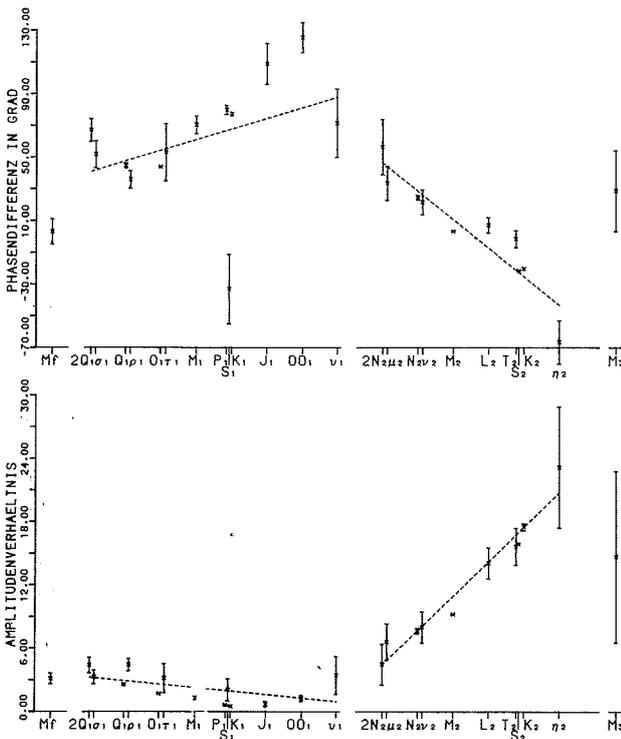


Abb. 6: Darstellung der Amplitudenverhältnisse $A/A(T)$ sowie der Phasendifferenzen $\Phi - \Phi(T)$ der hochpaßfilterten Zeitreihe vom Gravimeter nach Abzug der theoretischen Gezeiten sowie des Attraktions- und Auflasteffektes der Meereszeiten.

Fig. 6: Amplitude ratio $A/A(T)$ and phase differences $\Phi - \Phi(T)$ of the high pass filtered time series from the gravity meter after subtraction of the body tides and the subtraction of the attraction and loading effects of the ocean tides.

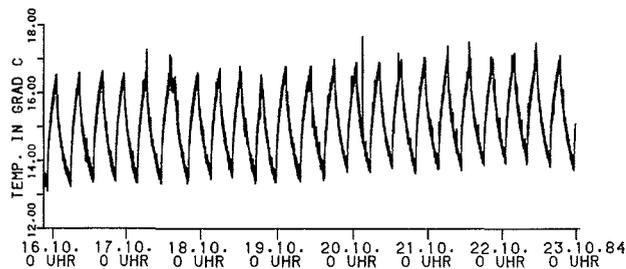


Abb. 7: Einwöchiger Ausschnitt aus der Registrierung der Temperatur im Container über dem Gravimeter.

Fig. 7: One week long registration of the temperature inside the container, the sensor is located above the gravity meter.

reich, im ganztägigen (um 15 Grad/h), im halbtägigen (um 30 Grad/h) und im dritteltägigen Periodenbereich. Der Ausschnitt rechts oben in Abb. 3 verdeutlicht, daß es noch weitere Wellen im drittel- und vierteltägigen Bereich gibt, die über das Rauschen hinausgehende Amplituden haben. Hierbei handelt es sich um Wellen, die in den Gezeitenkräften nur mit wesentlich kleineren Amplituden vorhanden sind (siehe entsprechenden Ausschnitt rechts oben in Abb. 4) und die durch nichtlineare Effekte in der Kette Erde—Ozean—Schelfeis—Instrument—Daten entstanden sein müssen. Durch die nichtlinearen Effekte werden bei der doppelten (und dreifachen, usw.) Frequenz der Grundwellen Oberwellen erzeugt, M4 und S4 sind Oberwellen zu M2 bzw. S2, SK3 ist die Oberwelle zu K1 und S2. Die Nichtlinearitäten können apparativ bedingt sein, d. h. durch eine nichtlineare Übertragungsfunktion zwischen Eingangssignal (Beschleunigungsänderung) und Ausgangsspannung des Gravimeters. Sie können aber auch von einer nichtlinearen Reaktion des Schelfeises samt unterliegender Wassermassen auf die anregenden Gezeitenkräfte herrühren. Für diese Annahme spricht, daß das Ekström-Schelfeis nicht überall frei schwimmen kann, sondern an einigen Stellen („ice-rises“, siehe Kap. 3) aufliegt. Der Vergleich der mit dem Gravimeter und dem Unterwasserpegel erhaltenen Hübe in Tab. 3 deutet aber darauf hin, daß die Nichtlinearitäten schon in den Meeresgezeiten enthalten sind.

Eine weitere Ursache für die signifikanten Amplituden im Spektrum im dritteltägigen Periodenbereich könnte in Temperaturschwankungen liegen. Das Gravimeter ist zwar in einem Thermostaten untergebracht, aber trotzdem können Temperaturschwankungen im Container einen Einfluß auf das Meßsystem haben. Die Innentemperatur des Containers konstant zu halten, ist bei den klimatischen Bedingungen der

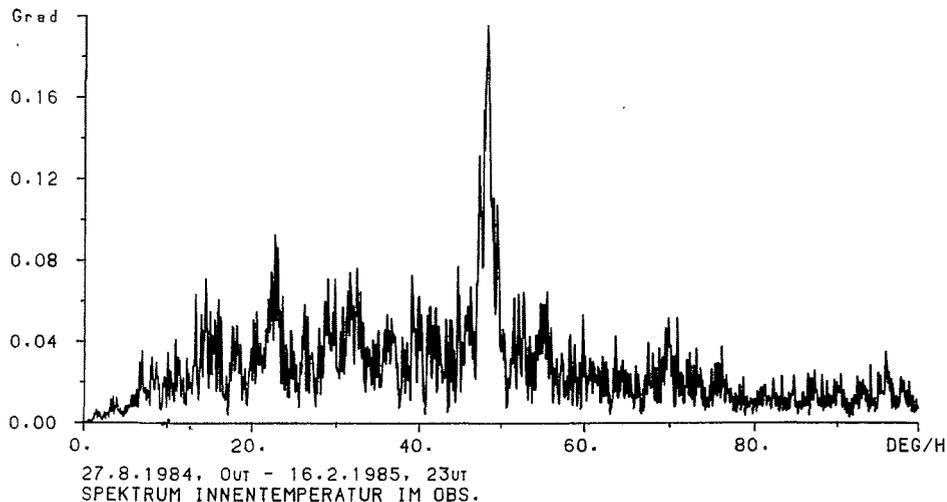


Abb. 8: Fourierspektrum der Zeitreihe der Temperatur im Container.

Fig. 8: Spectrum of the time series of the temperature inside the container.

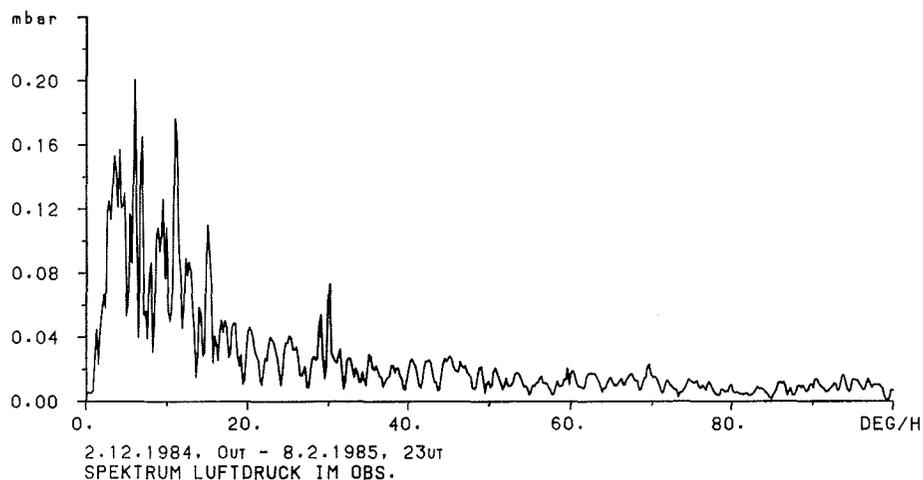


Abb. 9: Fourierspektrum der Zeitreihe des Luftdrucks, gemessen neben dem Container in der Schneehöhle.

Fig. 9: Spectrum of the time series of the barometric pressure, measured beneath the container in the snow cave.

Antarktis schwierig. Der Thermostat im Container hat eine nicht unerhebliche Hysterese; Abb. 7 zeigt einen einwöchigen Ausschnitt aus den Temperaturaufzeichnungen. Der Temperatursensor (PT100) hängt direkt über dem Gravimeter. Da die Periode der Temperaturschwankungen im Container häufig nahe dem dritteltägigen Bereich liegt, wurde von den Temperaturdaten eine Fourieranalyse gerechnet, weil die große Amplitude von SK 3 daher stammen könnte. Aber Abb. 8 belegt, daß die größte Amplitude im Frequenzspektrum der Temperatur um 3 Grad/h neben SK 3 liegt, nämlich bei ziemlich genau 48 Grad/h.

Auch Luftdruckänderungen wirken sich auf die Gravimetermessungen aus. Es wurde die Korrelation zwischen Gravimeter- und Luftdruckdaten untersucht, aber auch hier ergab sich kein Hinweis darauf, daß die Tiden im nichtlinearen Bereich durch meteorologische Einflüsse erzeugt werden könnten (Abb. 9). Im Spektrum sind im dritt- und vierteltägigen Periodenbereich keine signifikanten Amplituden erkennbar.

3. DIE HORIZONTALEN GEZEITENKOMPONENTEN

STEPHENSON et al. (1979) registrierten mit einfachen Neigungsmeßgeräten die horizontalen Gezeitenkomponenten, sie konnten die Lage der „grounding line“ des Filchner-Schelfeises damit lokalisieren. Da die gezeitenbedingten Neigungen des Schelfeises größer sind als die Neigungen der festen Erde durch die Körpergezeiten, eignen sich für die Schelfeisneigungen einfachere Meßgeräte als für letztere. Deshalb wurden während der Überwinterung 1984 zwei einfache Neigungsmeßgeräte (Tiltmeter) gebaut und eingesetzt.

Das Prinzip dieser Tiltmeter zeigt Abb. 10. Das Gerät ist als Dreiplattenkondensator aufgebaut. Die mittlere Platte ist zwischen den festen äußeren Platten frei beweglich aufgehängt. Ihre Auslenkung aus der Ruhelage ist der Neigung des Schelfeises proportional. Die Masse der Mittelplatte beträgt etwa 20 Gramm. Die Platten bestehen aus Aluminium. Eine etwa 8 mal 12 cm große Glasplatte dient als Basisplatte. Sämtliche mechanischen Verbindungen wurden geklebt, die Elektronik mit Standardbauteilen aufgebaut.

Nach dem Prinzip des kapazitiven Wegaufnehmers wird an die beiden äußeren Platten eine gegenphasige Wechselspannung mit einer Frequenz von etwa 5 kHz gelegt. Das Meßsignal wird an der Mittelplatte ab-

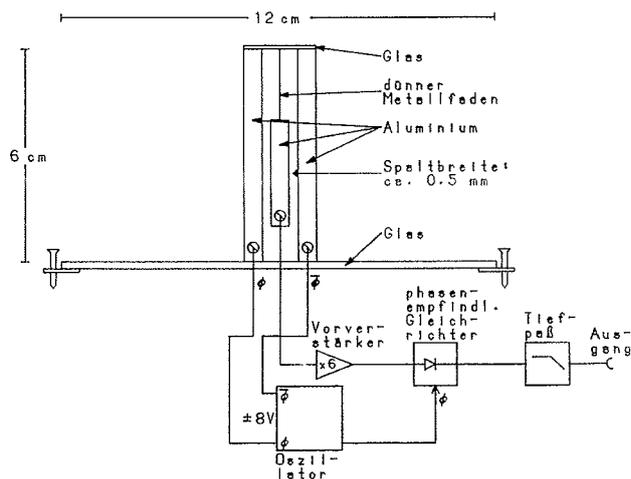


Abb. 10: Skizze eines der selbstgebauten Neigungsmeßgeräte.

Fig. 10: Rough draft of one of the home-made tiltmeters.

gegriffen und vorverstärkt. Dann wird es einem phasensensitiven Gleichrichter zugeführt und tiefpaßgefiltert. Trotz des einfachen Aufbaus weisen die Geräte sehr gute Eigenschaften auf. Die Auflösung liegt bei etwa 2 Millibogensekunden, und die maximale Aussteuerbarkeit beträgt ungefähr ± 50 Bogenminuten, das bedeutet einen Dynamikumfang von ca. 100 dB.

Die Kalibrierung der Geräte wurde mit einem Hebelsystem durchgeführt. Damit konnten Anhebungen von ca. $10 \mu\text{m}$ einer Seite des Tiltmeters reproduzierbar vorgenommen werden. Aus der Geometrie der Geräte lassen sich daraus Neigungsänderungen berechnen und somit der Eichwert bestimmen. Die Genauigkeit des Eichwertes ist besser $\pm 2\%$.

Die Tiltmeter können nur eine Komponente der Neigung registrieren. Bei den ersten Messungen wurde das Meßgerät aus zwei Gründen so aufgestellt, daß es die Nord-Süd-Komponente der Neigung erfaßt. Zum einen wurde in dieser Richtung der größte Kippwinkel erwartet, weil das Ekström-Schelfeis nach Norden hin zum Meer frei endet, im Osten und Westen aber festsetzt (Abb. 16), denn nordwestlich und südöstlich der Station am Südende der Atka-Bucht befinden sich Erhebungen im Eis, die darauf schließen lassen, daß das Schelfeis dort aufliegt. Zum anderen ist die Aufstellung im Schnee problematisch. Die Höhle, in der der Container steht und wo der erste Aufstellungspunkt ausgesucht wurde, wird durch den Druck der umgebenden Schneemassen langsam verformt. Durch Versuchsmessungen wurde herausgefunden, daß die durch die andauernde Verformung erzeugte Neigungsänderung in Nord-Süd-Richtung am geringsten ist. Die Orientierung des Gerätes ist allerdings nur auf etwa ± 5 Grad genau, weil hierfür nur ein einfacher Feldkompaß zur Verfügung stand. Das eine Tiltmeter registriert seit Oktober 1984 im Observatorium kontinuierlich. Die Daten werden analog und digital aufgezeichnet.

Das zweite Gerät wurde nach den Erfahrungen mit dem ersten in der Elektronik sowie der Mechanik verbessert. Es ist besser transportierbar und konnte daher an verschiedenen Orten eingesetzt werden. Eine kurze Parallelregistrierung mit beiden Tiltmetern ließ schon auf dem durch den Swell sehr unruhigen Schelfeis eine Abschätzung der weiter vorne angegebenen Auflösung der Geräte zu, die durch ein inzwischen im Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsobservatorium im Schiltach installiertes Tiltmeter gleicher Bauart bestätigt wurde. Testmessungen in einem Schneeschacht in der unmittelbaren Nähe der Station brachten Erfahrungen über die günstigste Aufstellung des Gerätes im Schnee. Ab Ende November 1984 wurde dieses Tiltmeter eingesetzt.

Zehn Kilometer nordwestlich der Station befindet sich ein Gebiet mit „ice-rises“ (Abb. 11). Die Erhebungen sind etwa 30 Meter hoch über dem Niveau und verlaufen fast parallel zur Eiskante. Solche „ice-rises“

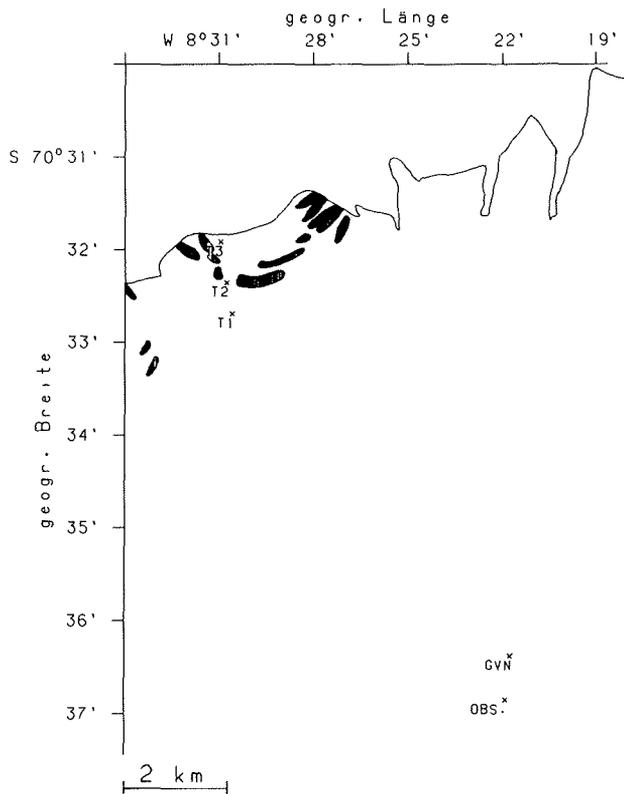


Abb. 11: Karte mit Lage der Georg-von-Neumayer-Station, des Observatoriums, in dem Gravimeter und ein Tiltmeter stehen, sowie der Tiltmetermeßpunkte am „ice-rise“. Kartengrundlage: Luftbildaufnahme des Instituts für Angewandte Geodäsie Frankfurt/M., die schraffiert gezeichneten Flächen markieren die „ice-rises“.

Fig. 11: Map giving the positions of Georg von Neumayer Station, the observatory, where the gravity meter and one of the tiltmeters are installed, and the locations at the ice-rise, where the second tiltmeter was positioned. The map is based on an aerophotographic map of the Institute of Applied Geodesy, Frankfurt/M.; the dashed zones indicate the ice-rises.

entstehen dadurch, daß das Schelfeis auf dem Meeresboden aufsitzt. An diesem „ice-rise“ wurde das Tiltmeter an drei Punkten jeweils etwa einen Monat lang betrieben. In Abb. 11 sind die Aufstellungsorte des Tiltmeters eingezeichnet, die schraffierten Flächen markieren das Gebiet der „ice-rises“. Die Umrandungen der schraffierten Flächen entsprechen nur bedingt Höhenlinien, sie markieren vielmehr spaltenreiche Gebiete, wie sie aus der Luftbildaufnahme des Instituts für Angewandte Geodäsie in Frankfurt, nach der diese Skizze erstellt ist, zu erkennen sind. Der erste Punkt (T1) befindet sich vor dem Hügel, der zweite (T2) in der Mulde neben einer Seismikstation (dieser Punkt ist identisch mit dem Punkt 6006/1 in Abb. 16) und der dritte (T3) dahinter, nur etwa 50 Meter vor der Abbruchkante. Diese drei Punkte bilden ein Profil über den „ice-rise“ mit 634 Metern Punktabstand zwischen T1 und T2 und 813 Metern Abstand zwischen T2 und T3. Die Koordinaten der Punkte wurden mit einer Magnavox Satellitennavigationsanlage bestimmt. Die Höhen über NN für die drei Punkte betragen ca. 34 m, 42 m bzw. 38 m. An allen drei Punkten wurde mit dem Tiltmeter die Nord-Süd-Komponente gemessen, zusätzlich noch an T1 für wenige Tage die Ost-West-Komponente. Die Daten von T3 liegen noch nicht vor. Das Signal des Tiltmeters wurde per Telemetrie in die GvN-Station übermittelt. Es wurde dort digital und analog aufgezeichnet.

Genau wie mit den Gravimeterdaten wurde auch mit den Tiltmeterdaten eine Fourier- und eine least-squares-Analyse durchgeführt. Abb. 12 zeigt das Spektrum der Tiltmeterdaten aus dem Observatorium. Tab. 4 enthält die Ergebnisse aus der least-squares-Analyse, nachdem die Daten hochpaßgefiltert wurden und wie bei den Gravimeterdaten der Anteil der Körpergezeiten abgezogen wurde (Verminderungsfaktor 0.69). Nicht berücksichtigt wurde der Effekt der Auflastgezeiten. Diese sind für die Horizontalkomponenten nicht vernünftig zu berechnen, da die lokalen Meeresgezeiten den größten Einfluß haben und nicht genügend genau bekannt sind.

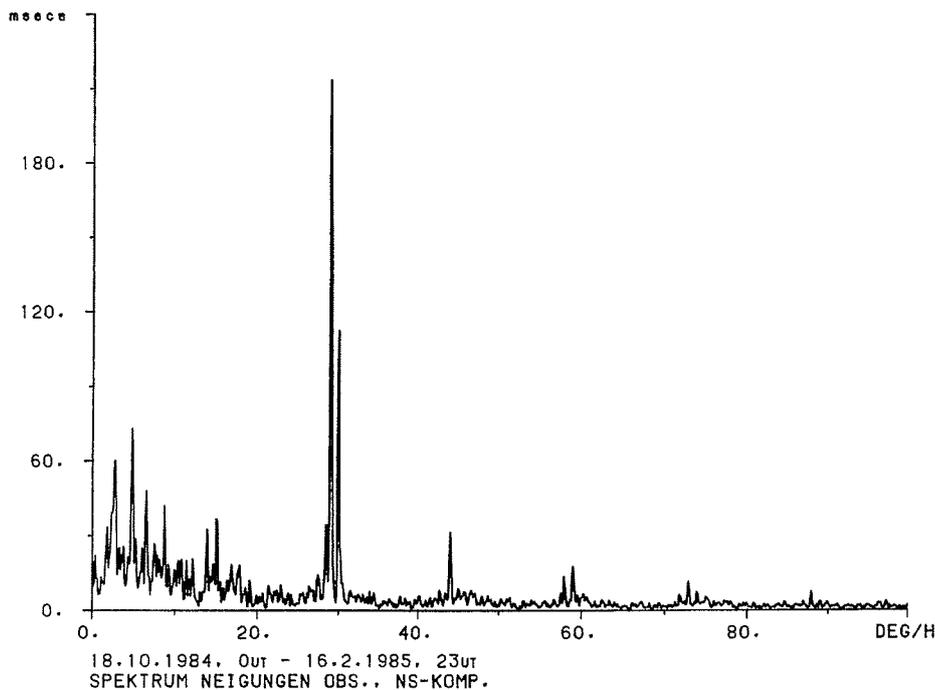


Abb. 12: Fourierspektrum der hochpaßfilterten Zeitreihe vom Tiltmeter im Observatorium nach Abzug der theoretischen Gezeiten (Nord-Süd-Komponente).

Fig. 12: Spectrum of the high pass filtered time series from the tiltmeter at the observatory after subtraction of the body tides (north-south-component).

Folgende Auffälligkeiten sind in der Abbildung und in der Tabelle (nur größere Partialtiden wurden berücksichtigt) — auch im Vergleich mit den Schweredaten — zu erkennen.

- Die halbtägigen Gezeiten sind etwa um den Faktor 5 größer als die gantztägigen.
- In der Tabelle ist das Verhältnis der gemessenen Neigung zur theoretischen Neigung auf einer starren Erde — $A/A(T)$ — mit aufgeführt. Diese Werte sind etwa um den Faktor 5—10 größer als der „scheinbare“ Gravimeterfaktor. Der Anteil der Körpergezeiten an den Meßdaten ist also bei den Neigungen um etwa diesen Faktor kleiner als bei den Schwereänderungen.
- Bei den halbtägigen Wellen ist zu erkennen, daß die Wellen fast gegenphasig zu denen der Schwerewerte sind (bei M2, S2 und K2 etwa 160—170 Grad).
- Im Spektrum erkennt man nicht nur signifikante Amplituden nichtlinearer Wellen im dritteltägigen Bereich, sondern auch im viertel-, fünftel- und sechsteltägigen.

Der hohe Störpegel des Spektrums ist vermutlich dadurch zu erklären, daß die Daten noch nicht auf meteorologische Einflüsse untersucht und entsprechend korrigiert worden sind.

Abb. 13 und 14 zeigen die Spektren der Daten vom Tiltmeter an den Punkten T1 bzw. T2. Da die Daten aus verschiedenen Zeiträumen stammen, sind jeweils zu Vergleichszwecken die Spektren der gleichen Zeiträume der Tiltmeterdaten aus dem Observatorium mit in den Abbildungen enthalten. In Tab. 5 sind die Ergebnisse der least-squares-Analyse angegeben, zunächst von T1, dann von T2, wobei jeweils eine Spalte die Verhältnisse der Amplituden am „ice-rise“-Meßpunkt zu denen im Observatorium enthält. Es wurde zwar wiederum nach einer Hochpaßfilterung der Anteil der theoretischen Erdgezeiten abgezogen, aber man erkennt am Verhältnis $A/A(T)$, daß dieser Anteil vernachlässigbar klein ist. Folgende Phäno-

Welle	Frequ. [Grad/h]	Ampl. [mseca]	Fehler [mseca]	A/A(T)	$\Delta\Phi$ [Grad]	Fehler [Grad]
dI	12.9271	6.93	6.57	55.61	— 8.8	38.5
Q1	13.3987	4.33	6.58	4.25	—154.4	61.6
O1	13.9430	29.33	6.59	5.12	2.5	9.1
M1	14.4967	3.73	6.62	6.43	112.3	72.0
P1	14.9589	29.37	7.25	11.56	—111.4	10.0
K1	15.0411	49.32	7.26	6.38	44.4	6.0
J1	15.5854	7.88	6.60	18.55	176.7	33.9
OO1	16.1391	4.43	6.58	12.80	48.9	60.1
μ 2	27.9682	8.05	6.57	70.28	127.7	33.2
N2	28.4397	33.20	6.58	37.49	172.2	8.0
M2	28.9841	223.96	6.59	45.82	160.9	1.2
L2	29.5285	6.77	6.61	67.68	135.7	39.7
S2	30.0000	165.47	7.22	67.88	139.1	1.8
K2	30.0821	70.75	7.23	87.02	149.1	4.2
M3	43.4762	2.73	6.57	72.48	— 50.5	98.0
MK3	44.0252	27.38	6.57			
SK3	45.0411	7.33	6.56			
M4	57.9682	16.35	6.56			
MS4	58.9841	20.13	6.56			
S4	60.0000	7.50	6.56			
3MK5	71.9112	8.09	6.57			
M5	72.4603	2.00	6.58			
MSO5	72.9271	10.13	6.56			
MSK5	74.0252	6.53	6.55			
2MS6	87.9682	6.77	6.55			

Tab. 4: Ergebnisse der Messungen der Nord-Süd-Komponente der Gezeiten im Observatorium nach Abzug der theoretischen Gezeiten. Zeitraum: 18. 10. 84 00 Uhr UT — 16. 2. 85 23 Uhr UT 2928 Stunden.

Tab. 4: The results of the north-south-component of tides in the observatory after subtraction of the body tides. Time interval: 18 October 1984 00.00 UT — 16 February 1985 23.00 UT 2928 hours.

mene sind zu erkennen:

- Am „ice-rise“ sind die Amplituden der halb- und ganztägigen Wellen etwa gleich groß, dieses Verhältnis beträgt dagegen, wie oben erwähnt, im Observatorium etwa 5:1.
- Die Amplituden der halbtägigen Wellen am Punkt T1 sind fast 250 mal so groß wie im Observatorium, an Punkt T2 immerhin noch etwa 30—40mal so groß wie im Observatorium.
- Die Phasen der Haupttiden sind denen im Observatorium ähnlich.
- Die Amplituden der nichtlinearen Wellen sind am Meßpunkt T1 im Vergleich mit T2 und dem Observatorium nicht um den gleichen Faktor größer wie die Hauptgezeitenwellen, was besonders gut in den Abbildungen zu erkennen ist. Daraus kann man folgern, daß nicht das Instrument für die Nichtlinearitäten verantwortlich gemacht werden kann.

Die unterschiedlich großen Neigungsamplituden am „ice-rise“ und im Observatorium lassen sich so interpretieren: Das Schelfeis wird am „ice-rise“ festgehalten, und da die Eisplatte nicht starr ist, ist die Kippbewegung 10 km vom Aufhängepunkt entfernt im Observatorium kleiner. Auch eine Erklärung für die Gegenphasigkeit von Schwereänderungen und Neigungen ist möglich. Da der Aufhängepunkt am „ice-rise“ direkt an der Schelfeiskante liegt, können die Meeresgezeiten die Eisplatte nicht bei auflaufendem Wasser kippen, sondern die Wassermassen müssen zunächst weit unter das Schelfeis laufen, um dann die Eisplatte quasi „von hinten“ anzuheben. Schwerer zu erklären ist, daß am „ice-rise“ ganz- und halbtägige Gezeiten etwa gleich groß sind, im Observatorium aber die ganztägigen etwa um den Faktor 5 kleiner sind als die halbtägigen. Nur räumlich starke Änderungen der Meeresgezeitenamplituden unter bzw. vor dem Schelfeis könnten dafür verantwortlich sein. Worin aber diese Änderungen begründet sind, ist noch nicht bekannt. Auch eine genaue Interpretation der stark unterschiedlichen nichtlinearen Gezeiten an den verschiedenen Meßpunkten steht noch aus.

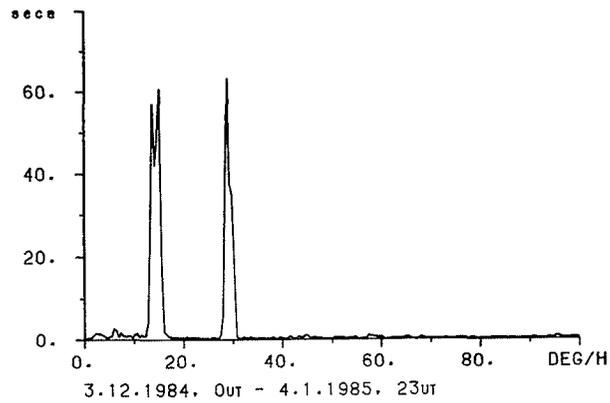
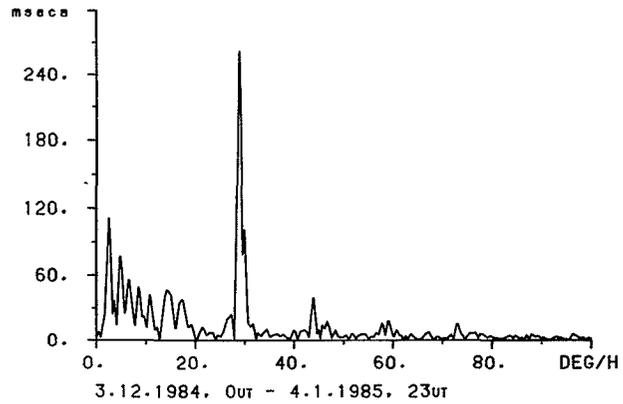


Abb. 13: Spektrum der hochpaßgefilterten Zeitreihen der Tiltmeter am „ice-rise“-Punkt T1 (unten) und zum Vergleich im Observatorium (oben) (Nord-Süd-Komponente, gleicher Zeitraum).

Fig. 13: Spectrum of the high pass filtered time series from the tiltmeters at ice-rise location T1 (lower part) and, for comparison, at the observatory (upper part) (north-south-component, same time interval).

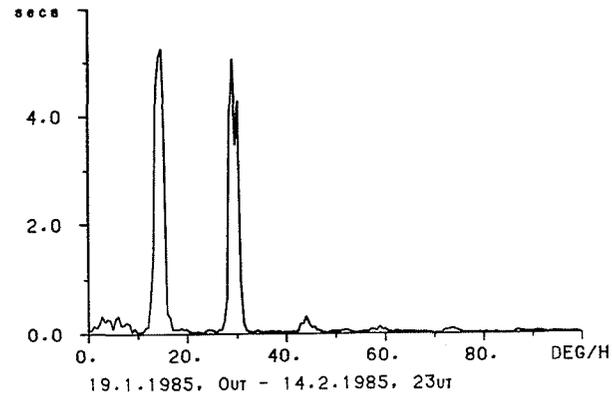
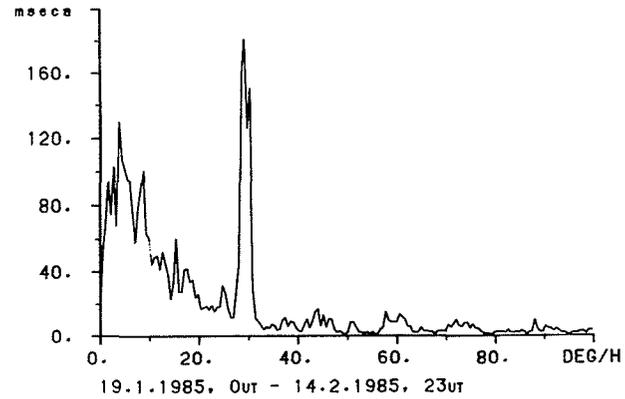


Abb. 14: Spektrum der hochpaßgefilterten Zeitreihen der Tiltmeter am „ice-rise“-Punkt T2 (unten) und zum Vergleich im Observatorium (oben) (Nord-Süd-Komponente, gleicher Zeitraum).

Fig. 14: Spectrum of the high pass filtered time series from the tiltmeters at ice-rise location T2 (lower part) and, for comparison, in the observatory (upper part) (north-south-component, same time interval).

Welle	Ampl. [msecs]	A/A(T)	$\Delta\Phi$ [Grad]	A/A(OBS)	Ampl. [msecs]	A/A(T)	$\Delta\Phi$ [Grad]	A/A(OBS)
d	1920	10859	138.9	218.9	278	1741	138.8	9.3
Q1	9923	9405	126.1	833.1	1218	1205	-154.5	27.0
O1	54835	9752	150.4	1477.0	5386	949	-173.9	930.3
M1	2924	5019	-165.5	170.2	1232	1840	-164.5	27.3
P1	16723	6785	146.3	487.9	6404	2064	179.1	47.0
K1	47323	6133	-144.3	892.2	6826	845	-139.8	79.4
J1	2320	5249	-117.6	213.8	611	1219	172.2	12.1
OO1	2108	6086	-82.5	262.2	112	308	-128.3	7.6
μ 2	1807	10937	166.2	233.8	252	2000	78.5	12.1
N2	8216	8900	145.5	212.4	926	1070	-164.0	37.0
M2	60545	12430	163.5	241.1	6123	1259	168.4	28.9
L2	1493	16096	-141.2	97.5	704	4542	152.1	72.0
S2	53214	22119	153.5	228.5	6599	2407	141.8	43.1
K2	20370	27559	-142.9	150.2	1628	2049	106.2	103.5
M3	890	24564	-179.5	81.7	40	1061	-13.0	4.8
MK3	485			13.9	323			19.2
SK3	1073			93.2	157			15.0
M4	612			47.9	64			3.6
MS4	589			40.6	198			18.8
S4	540			88.8	113			14.7
3MK5	121			20.2	69			6.1
M5	273			89.8	27			18.0
MSO5	430			37.9	100			12.4
MSK5	403			47.6	110			14.1
2MS6	412			64.0	75			6.8

Tab. 5: Ergebnisse der Messungen der Nord-Süd-Komponente der Gezeiten an den Punkten T1 und T2 sowie im Vergleich zum Observatorium nach Abzug der theoretischen Gezeiten.
Zeitraum an T1: 3. 12. 84 00 Uhr UT — 4. 1. 85 23 Uhr UT 792 Stunden. Zeitraum an T2: 19. 1. 85 00 Uhr UT — 14. 2. 85 23 Uhr UT 648 Stunden

Tab. 5: The results of the north-south-component of tides at the locations T1 and T2 and, for comparison, the amplitude ratio A/A(Obs.) after subtraction of the body tides.
Time interval at T1: 3 December 1984 00.00 UT — 4 January 1985 23.00 UT 792 hours. Time interval at T2: 19 January 1985 00.00 UT — 14 February 1985 23.00 UT 648 hours

Weitere Messungen mit dem Tiltmeter an weiteren Punkten sollen noch durchgeführt werden. Auch stehen noch Messungen der Ost-West-Komponente aus, es liegt nur eine 5.5 Tage lange Zeitreihe der Ost-West-Komponente an T1 vor. Die Amplituden und Phasen eines least-squares-fits der vier größten Partialtiden sind in Tab. 6 aufgeführt, man erkennt, daß sie, auch wenn der Zeitraum der Messung nicht der gleiche ist wie für die andere Komponente, etwa um den Faktor 5—10 kleiner sind als die Amplituden der Nord-Süd-Komponente. In Abb. 15 ist das Spektrum dieser kurzen Zeitreihe zu sehen. Trotz der geringen spektralen Auflösung sind neben den ganz- und halbtägigen Perioden noch höherfrequente Anteile zu erkennen. Auf eine Hochpaßfilterung mußte verzichtet werden, denn dadurch wäre die Zeitreihe noch kürzer geworden, es wurde lediglich ein linearer Gang entfernt.

4. KORRELATION ZWISCHEN GEZEITEN UND EISBEBENTÄTIGKEIT

Im letzten Kapitel kam bereits zum Ausdruck, daß der „ice-rise“ zehn Kilometer nordwestlich der GvN-Station ein für die Geophysik sehr interessantes Untersuchungsgebiet darstellt. Die Dynamik der Schelfeisbewegungen weicht an solchen Stellen wesentlich von der Dynamik frei schwimmender Schelfeisplatten ab (z. B. THOMAS 1979). Die Abb. 16 verdeutlicht dies. Seit Bestehen der Georg-von-Neumayer-Station werden Jahr für Jahr an einigen Punkten Positionsbestimmungen mit Hilfe einer Magnavox Satellitennavigationsanlage durchgeführt. Punkt 6000 ist der 15 Meter hohe meteorologische Meßmast der Georg-von-Neumayer-Station. Die Pfeile in Abb. 16 markieren die Richtung und den Betrag des Fließens des Schelfeises während eines Jahres, erhalten aus Vergleichsmessungen in den Südsommern 1984 und 1985. Auffallend ist, daß die drei Meßpunkte am „ice-rise“ wesentlich kürzere Pfeile aufweisen, das Vordringen des Schelfeises wird dort also merklich aufgehalten. Bemerkenswert ist auch die Divergenz der

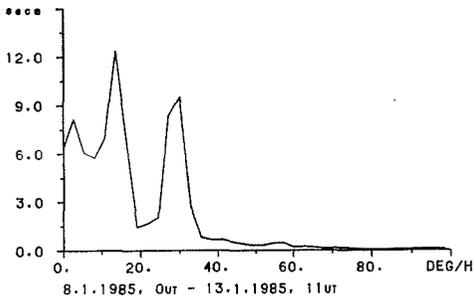


Abb. 15: Fourierspektrum der Zeitreihe vom Tiltmeter am Punkt T1 (Ost-West-Komponente).

Fig. 15: Spectrum of the time series from the tiltmeter at location T1 (east-west-component).

Welle	Frequ. [Grad/h]	Ampl. [msec]	Fehler [msec]	A/A(T)	$\Delta\phi$ [Grad]	Fehler [Grad]
O1	13.9430	12382	1824	1586	140.6	5.9
K1	15.0411	7099	1833	552	153.8	10.3
M2	28.9841	9005	1926	1495	147.5	8.7
S2	30.0000	4573	1922	3049	142.6	17.2

Tab. 6: Ergebnisse der Messungen der Ost-West-Komponente der Gezeiten am Punkt T1. Zeitraum: 8. 1. 85 00 Uhr UT — 13. 1. 85 11 Uhr UT 132 Stunden

Tab. 6: The results of the east-west-component of tides at location T1. Time interval: 8 January 1985 00.00 UT — 13 January 1985 11.00 UT 132 hours

Bewegungen am „ice-rise“. Dieses Auseinanderdriften des Schelfeises wurde durch das regelmäßige Nachmessen eines Spaltensystems zwischen den Punkten 6005 und 6005/1 bestätigt, im Laufe von neun Monaten verbreiterten sich zwei eng nebeneinander liegende etwa einen Meter breite Spalten jeweils um etwa einen weiteren halben Meter.

Schon 1982/83 stellten ECKSTALLER, WALLNER und BRODSCHOLL (pers. Mitt. 1984) fest, daß die Mikrobebentätigkeit (Eisbeben) am „ice-rise“ zeitlichen Schwankungen unterworfen ist, die mit den

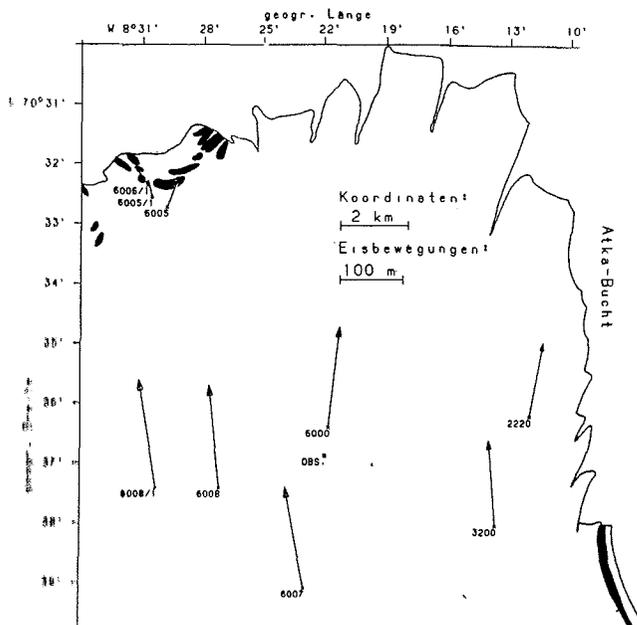


Abb. 16: Karte mit der Lage der Georg-von-Neumayer-Station, des Observatoriums sowie der Punkte, an denen 1984 und 1985 Positionsbestimmungen mit einer Magnavox-Satellitenempfangsanlage durchgeführt wurden. Kartengrundlage wie in Abb. 11.

Fig. 16: Map with the locations of the Georg von Neumayer Station, the observatory and those sites where in the years 1984 and 1985 satellite positionings were obtained with a Magnavox navigation equipment. The map is based on an aerophotographic map as in Fig. 11.

Gezeitenperioden einhergehen. Bei Niedrigwasser ist die Eisbebenaktivität am „ice-rise“ viel größer als bei Hochwasser.

Im Jahre 1984 wurde dieses Phänomen folgendermaßen untersucht. Die Signale des Dreikomponenten-seismometers, das am „ice-rise“ am Punkt 6006/1 steht, wurden kontinuierlich vom Rechner erfaßt. Die Abtastrate wurde von der PCM-Apparatur, wo die telemetrischen Daten einfließen, vorgegeben, sie beträgt pro Kanal 150 Hz. Aufgrund des beschränkten Bandvorrats wurde der Meßzeitraum auf zwei Wochen beschränkt. Nachdem die Daten der ersten Meßkampagne ausgewertet waren, wurden die Messungen noch einmal wiederholt. So bestätigten die Messungen vom 22. November—6. Dezember 1984 die Ergebnisse des Meßzeitraumes vom 13.—26. Juli 1984.

Die Auswertung wurde so durchgeführt, daß nach Beseitigung eines durch die PCM-Apparatur bedingten Offsets jeweils Minutenmittelwerte der Amplitude und des Amplitudenquadrats jeder Komponente ausgerechnet und abgespeichert wurden. Da das Seismometer die Geschwindigkeit (Größenordnung $\mu\text{m}/\text{sec}$) der Bodenbewegung mißt, wurde das Geschwindigkeitsquadrat berechnet. Damit hat man die Möglichkeit, etwas über die lokale Schwingungsenergie auszusagen. Daten über die Lage der Beben sowie über die Herdmechanismen werden demnächst vorliegen. Ein Ziel dieser Untersuchungen ist die Abschätzung der Dissipation der Gezeitenenergie in Schelfeisen als Beitrag zur Gezeitenreibung (DOAKE 1978).

Aus den Minutenmittelwerten des Amplitudenquadrats jeder Komponente wurden halbstündige Mittelwerte der Resultierenden der drei Komponenten berechnet. Dies ist in Abb. 17 die obere der beiden Kurven, die darunter zeigt für denselben Zeitraum die Schwereänderungen an GvN (großer Schwerewert = Niedrigwasser). Die Korrelation ist eindeutig, immer ein bis zwei Stunden vor dem Schweremaximum an GvN ist die größte Eisbebenhäufigkeit zu beobachten. Demnach muß der Wasserstand einen gewissen Mindestwert unterschreiten, damit diese erhöhte Eisbebenaktivität ausgelöst wird. Ein bis zwei Stunden nach Schweremaximum ist ein wesentlich kleineres Maximum zu erkennen, ebenso bei den kleineren halbtägigen Undulationen. Bei Nipptide hört die Eisbebenaktivität am „ice-rise“ fast ganz auf. Wenn man das ganze Phänomen quantitativ untersuchen will, dann darf man die Windgeschwindigkeit und

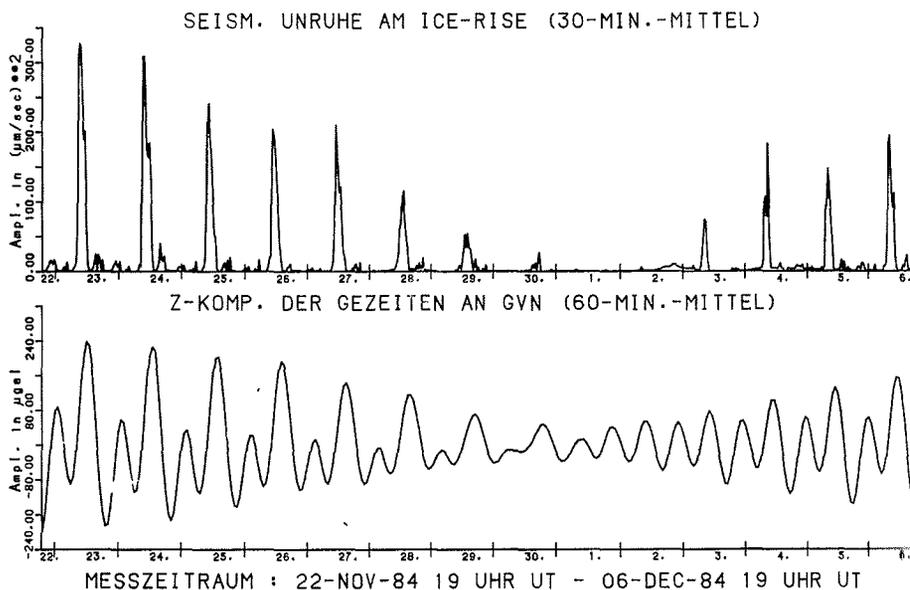


Abb. 17: Korrelation der Seismizität am „ice-rise“ mit den gezeitenbedingten Schwereänderungen.

Fig. 17: Correlation between the seismicity at the ice-rise and the tidal-dependent variations in gravity.

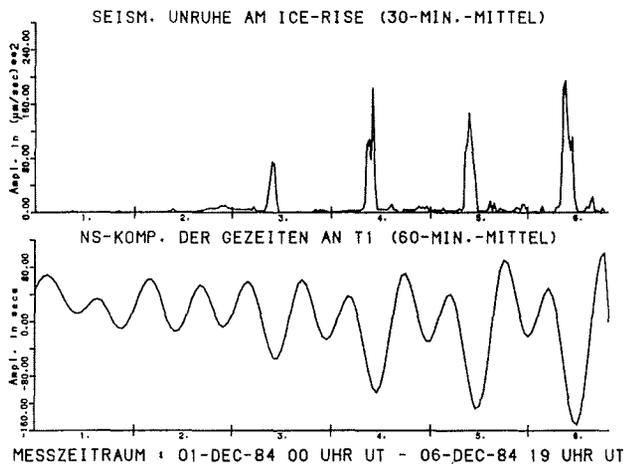


Abb. 18: Korrelation der Seismizität am „ice-rise“ mit den gezeitenbedingten Neigungsänderungen.

Fig. 18: Correlation between the seismicity at the ice-rise and the tidal-dependent variations in tilt.

-richtung nicht vernachlässigen. Der „ice-rise“ stellt dem Wind ein Hindernis dar. Der Wind ist damit Ursache für ein sich zeitlich änderndes Grundrauschen. Anzumerken ist noch, daß die Meßreihe der Seismizität auch noch den Einfluß von Fernbeben, hauptsächlich Erdbeben der südlichen Hemisphäre, enthält. Dieser Anteil wurde aber als nicht signifikant erkannt.

Es existiert ein kurzer Meßzeitraum, in dem die Seismizität und die Gezeitenneigungen am „ice-rise“ (an T1) gleichzeitig gemessen wurden. In Abb. 18 ist diese Korrelation wiedergegeben, die Maxima in der unteren Kurve entsprechen dabei etwa dem Hochwasser an GvN. Die Abbildung zeigt, daß die Maxima der oberen Kurve sehr genau mit den Minima der Tiltmeterkurve übereinstimmen. Dies ist eine Konsequenz aus der Tatsache, daß, wie in Kap. 2 zum Ausdruck kam, Schwere- und Neigungsänderungen nicht genau gegenphasig sind, sondern etwa 10—20 Grad daneben liegen. Dieser Unterschied von 10—20 Grad entspricht den in Abb. 17 zu erkennenden ein bis zwei Stunden Vorlauf der Eisbebenaktivität vor dem Schweremaximum.

Die Entstehung dieser starken Korrelation zwischen Bebenaktivität und Gezeiten kann man damit erklären, daß der auf dem Meeresboden aufsitzende „ice-rise“ bei ablaufendem Wasser an immer weniger Stellen durch das Wasser unterstützt wird. Irgendwann wird durch seine Eigenlast die Bruchspannung des Eises überschritten. Dadurch kommt es zu der Steigerung der Bebenaktivität, die beendet wird, wenn alle mechanischen Spannungen im Eis entladen worden sind. Anschließend wird bei wieder auflaufendem Wasser der „ice-rise“ punktuell wieder entlastet und angehoben. Dadurch kommt es zu dem kleineren Maximum in der Eisbebenaktivität. Erst wenn die Entlastung durch das Wasser groß genug ist, bleibt es relativ ruhig dort, bis der nächste Zyklus beginnt.

Möglicherweise darf auch die Bewegung des Schelfeises nicht vernachlässigt werden. Wie man aus Abb. 16 erkennt, bewegte sich der Punkt 6006/1 zwischen 1984 und 1985 um 33 Meter voran, d. h. also mit knapp 10 cm pro Tag oder knapp 0.4 cm pro Stunde. Es kann also auch sein, daß bei Tiefstwasserstand der „ice-rise“ an mehr Stellen über den Meeresboden scheuert als bei Hochwasser. Da die Bewegung wahrscheinlich nicht gleitend ist, sondern eher als stick-slip-Bewegung zu beschreiben ist, kann es dadurch zu der vermehrten Bebenaktivität kommen. Ob der eine oder der andere Mechanismus (oder beide) verantwortlich ist, kann man erst klären, wenn man mehr über die räumliche Verteilung und den Mechanismus der Eisbeben weiß. Diese Informationen werden aber erst noch künftige Untersuchungen liefern.

5. AUSBLICK

Die vorgestellten Ergebnisse von Gravimeter- und Tiltmetermessungen auf dem Ekström-Schelfeis liefern interessante Erkenntnisse über die Reaktion eines Schelfeises auf die Meereszeiten. Aber es werden auch neue Fragen aufgeworfen. Die wichtigsten sollen noch einmal zusammengefaßt werden:

- Sind die im Gravimetersignal erkannten nichtlinearen Wellen wirklich schon vollständig in den Meereszeiten enthalten, oder ist die Bewegung des Schelfeises zum Teil auch nichtlinear?
- Wie sind die unterschiedlich großen Neigungsamplituden am „ice-rise“ und im Observatorium zu interpretieren? Läßt sich hierdurch etwas über das Biegeverhalten der Schelfeisplatte herausfinden?
- Woher kommt das so unterschiedliche Verhältnis der halbtägigen zu den ganztägigen Gezeiten am „ice-rise“ und im Observatorium?
- Ist die Gegenphasigkeit von Schwere- und Neigungsmessungen richtig interpretiert, also wie und wo strömt das Wasser unter das Ekström-Schelfeis?
- Wie sind die unterschiedlich großen Nichtlinearitäten in den Neigungsmessungen am „ice-rise“ und im Observatorium zu erklären?
- Welcher Mechanismus ist für die zeitenabhängige Eisbebenaktivität am „ice-rise“ verantwortlich, wo genau sind die Bebenherde, welche Charakteristika haben die Eisbeben?

Zur Beantwortung dieser Fragen sind weitere Untersuchungen durchzuführen. Mit dem einen Tiltmeter soll noch an möglichst vielen weiteren Lokationen gemessen werden, auch an dem „ice-rise“ am südwestlichen Ende der Atka-Bucht. Erkenntnisse über die Meereszeitenamplituden unter dem Schelfeis soll der am Observatorium verankerte Meeresbodenpegel liefern. Strömungsmessungen im Jahre 1985 waren leider erfolglos, das Gerät ging verloren. Untersuchungen über die Eisbeben wurden während der Überwinterung 1985/86 durchgeführt. Mit Hilfe der bisher gewonnenen und der bald verfügbaren Daten soll ein Modell des Ekström-Schelfeises gerechnet werden, das vielleicht einige dieser Fragen klären hilft.

DANKSAGUNG

Unser ganz besonderer Dank gilt Dr. Walter Zürn, Geowissenschaftliches Gemeinschaftsobservatorium Schiltach, für seine unermüdliche Betreuung während der Überwinterung 1984/85 sowie für viele kritische Anregungen zu diesem Beitrag. Prof. Dr. Heinz Müller gebührt unser Dank für die freie Hand, die er uns bei der Ausführung unserer Arbeiten ließ. Unseren Vorgängern als Überwinterer in der Georg-von-Neumayer-Station, den Dipl.-Geophys. Alfons Eckstaller, Arnold Brodscholl und Klaus Wallner (†), danken wir für die Weitergabe ihrer Erfahrungen. Dank gilt ferner Dipl.-Met. Josef Kipfstuhl für das kritische Lesen des Manuskripts. Für das Überlassen von Computerprogrammen bedanken wir uns bei Dr. Hans-Joachim Kämpel, Institut für Geophysik, Kiel, und bei Dr.-Ing. Jörn Sievers, Institut für Angewandte Geodäsie in Frankfurt/M., für das kartographische Material.

Veröffentlichung Nr. 4 des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung.

Literatur

- Bartels, J. (1957): Gezeitenkräfte. — In: S. Flügge, Hrsg., Handbuch der Physik, Band XLVIII, Geophysik II, 734—774, Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- Báth, M. (1974): Spectral analysis in geophysics. — Amsterdam, Oxford, New York.
- Doake, C. S. M. (1978): Dissipation of tidal energy by Antarctic ice shelves. — *Nature* 275 (5678): 304—305.
- Hoyer, M. (1983): Auswertung glaziologisch-geophysikalischer Messungen auf dem Ekström-Schelfeis. — Unveröff. Diplomarbeit, Universität Münster/Westf.
- Kämpel, H.-J. (1977): Zum Nachweis des Resonanzeffektes im ganztägigen Gezeitepektrum. — Unveröff. Diplomarbeit, Universität Kiel.
- Lutjeharms, J. R. E., Stavropoulos, C. C. & K. P. Koltermann (1985): Tidal measurements along the Antarctic coastline. — *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf, Antarctic Res. Ser.* 43: 273—289.

- Melchior, P. (1982): The tides of the planet earth. — Oxford etc.
- Miller, H. & A. Eckstaller (1982): Das geophysikalische Observatorium an der Georg-von-Neumayer-Station. — Ber. z. Polarforschung 6: 43—49.
- Stephenson, S. N., Doake, C. S. M. & J. A. C. Horsfall (1979): Tidal flexure of ice shelves measured by tiltmeter. — Nature 282 (5738): 496—497.
- Taubenheim, J. (1969): Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. — Leipzig.
- Thiel, E., Crary, A. P., Haubrich, R. A. & J. C. Behrendt (1960): Gravimetric determination of ocean tide, Weddell and Ross Seas, Antarctica. — J. Geophys. Res. 65: 629—636.
- Thomas, R. H. (1979): Ice shelves: a review. — J. Glaciol. 24 (90): 273—286.
- Zink, G. (1984): Anomale ganz- und halbtägige Gezeiten am Südpol. — Unveröff. Diplomarbeit, Universität Karlsruhe.
- Zürn, W., Beaumont, C. & L. B. Slichter (1976): Gravity tides and ocean loading in southern Alaska. — J. Geophys. Res. 81 (26): 4923—4932.