

TABLE DES MATIERES N° 68.

	P.
M. BONATZ On the problem of non-eliminated drift effects in Earth-Tide data	3755
W. DOERGÉ Berechnung der Z-Komponente der theoretischen Erdzeiten mit elektronischen Tischrechnern	3763
H.G. WENZEL The correction of tidal development to ellipsoidal normal	3784
V.A. VOLKOV et N.N. PARIISKII (<i>Traduction</i>) Calcul des caractéristiques de phases des gravimètres Askania pour la mesure du retard des marées terrestres	3791
D.G. GRIDNIEV, M.V. IVANOVA et V.A. VOLKOV (<i>Traduction</i>) Observations des marées de la pesanteur à Krasnaia Pachra	3803
V.A. VOLKOV, F.P. GOUSEVA, Iou, S. DOBROCHOTOV et M.V. IVANOVA (<i>Traduction</i>) Marées de la pesanteur à Obninsk	3809
S.M. FANDIOUCHINA (<i>Traduction</i>) Inclinaisons dues aux marées à Tian-Shan	3816
A.E. OSTROVSKII et P.S. MATVEEV (<i>Traduction</i>) Marées clinométriques observées en URSS	3828

Erratum to page 3787.

formulas for a_2^* and b_2^* are as follows:

$$a_2^* = \cos(\varphi - \gamma) + \frac{3 \sin \gamma \cos^2 \gamma}{2 - 3 \cos^2 \gamma} \sin(\varphi - \gamma) \quad b_2^* = \cos(\varphi - \gamma) - \frac{2 - 3 \cos^2 \gamma}{3 \sin \gamma \cos \gamma} \sin(\varphi - \gamma)$$

ON THE PROBLEM OF NON-ELIMINATED DRIFTEFFECTS IN EARTH-TIDE DATA

Manfred BONATZ

Institut für Theoretische Geodäsie der Universität Bonn

Measurements of the tides of the solid earth are more or less disturbed by effects of different instrumental and geophysical causes. These effects can only partly be eliminated, as methods for determination of the real drift are not yet available. That means, the results of harmonic analysis are essentially influenced by the disturbing effects, the calculated parameters are only approximations of the parameters of solid earth tides.

The discrepancy between mathematical model and the measured data can be made visible, when using the modern method of Chojnicki [1], which gives, besides the tide parameters and drift values, for each hour the residual v after the analysis of the data. The relevance of the not eliminated non-tidal rests in the data for the quality of the calculated tide parameters are well discussed in [2] and are graphically shown by typical examples in the following figures:

Fig. 1 : Gravimeter Askania GS 11 Nr. 116 (photoelectric system), 5 years total analysis, small perturbation of mainly random character, systematical influence on the calculated tide parameters can be expected as relatively unimportant.

Fig. 2 : Gravimeter and analysis as fig. 1, recording period with big perturbation of diurnal character, systematical falsification of the parameters of diurnal tides (reason for the oscillation unknown).

- Fig. 3 : Gravimeter Askania GS 15 Nr. 206 (capacitiv system), half year analysis, normal configuration: small random and partly occuring small systematical effects in the diurnal spectrum, calculated tide parameters can be expected as well reliable (neglecting possible influences of calibration and instrumental phase delay).
- Fig. 4 : Gravimeter Askania GS 12 Nr. 85a (Prototyp of a transformed meter with capacitiv system), four months analysis, normal configuration: practically only small random perturbation, calculated tide parameters well reliable.
- Fig. 5 : Horizontal pendulums VM Nr. 75 and Nr. 78, five years analysis, with regard to the typ of instruments small perturbing effects of mainly random character, not taking into account calibration- and phaseerrors results of analysis seem to be useful.
- Fig. 6 : Pendulums and analysis as fig. 5, recording period with big diurnal and partly semidiurnal oscillating perturbations, considerable falsification of the calculated tide parameters.
- Fig. 7 : Vertical pendulum Askania Gbp 1 Nr. 12, five months analysis, small perturbation of mainly random character, systematical influence on the calculated tide parameters can be expected as relatively unimportant.
- Fig. 8 : Pendulum and analysis as fig. 7, recording period, concerning the instrument, with bigger perturbation of partly oscillation character, small possible deformation of the calculated tide parameters.

The representative examples show the urgent necessity for a progress in knowledge of systematical errors affecting earth-tidemeasurements.

Literatur

- [1] Chojnicki, T.: Ein Verfahren zur Erdgezeitenanalyse in Anlehnung an das Prinzip der kleinsten Quadrate,
Mittlg. Inst. f. Theor. Geod. - Univ. Bonn,
Nr. 15, Bonn 1973
- [2] Simon, D. : Über einige Auswerteprobleme, die bei einer genaueren Gezeitenanalyse zu lösen sind,
Mittlg. d. Zentralinst. f. Physik d. Erde,
Potsdam 1973

Abb. 1: Station Bonn, Gravimeter Askania GS 11 Nr. 116 (photoelektrischer Abgriff)
Restverbesserungen v, Zeitraum vom 1.6.1967 bis 11.6.1967 mit geringen
Störungen

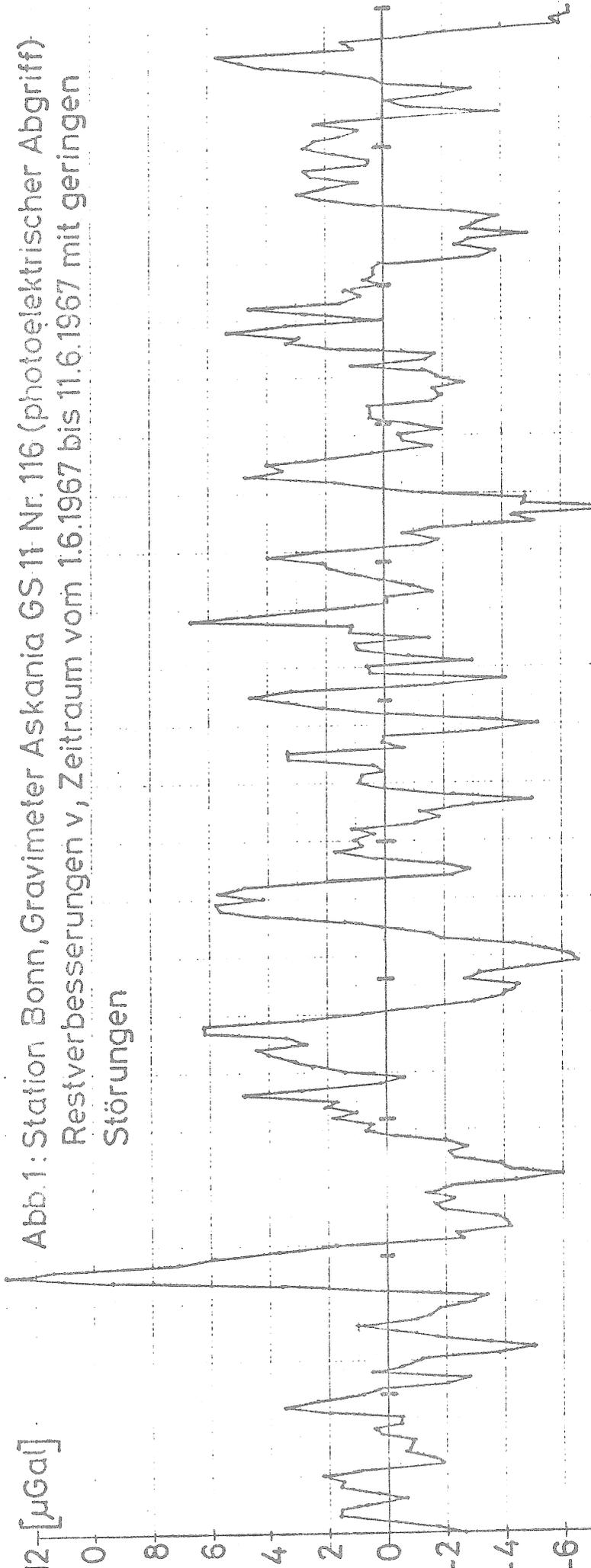
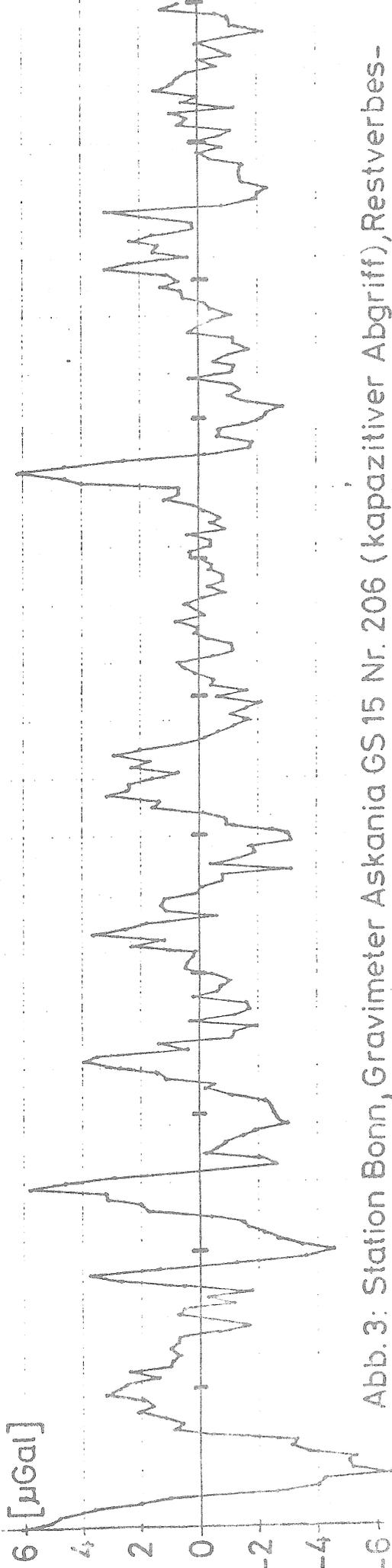
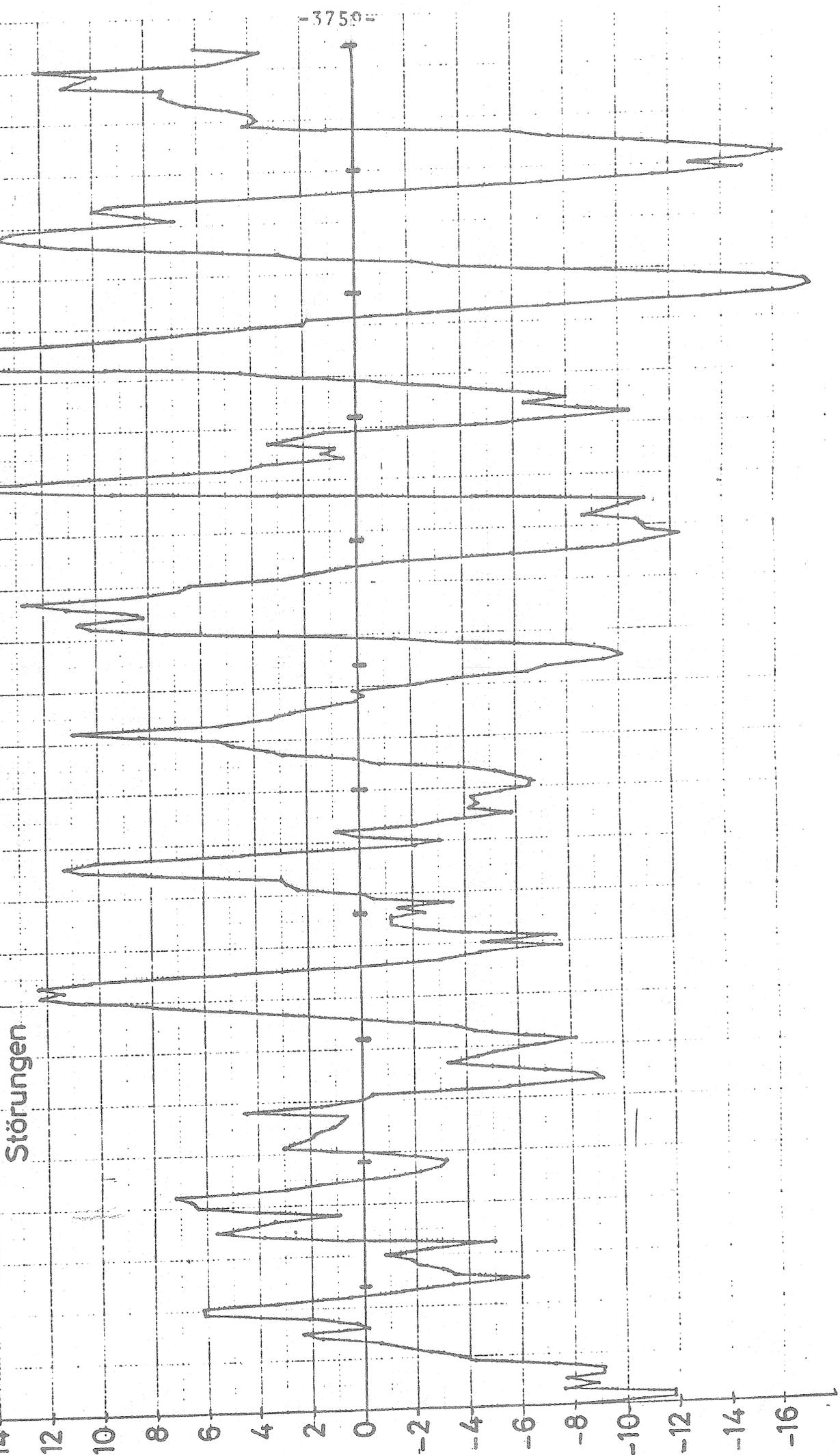


Abb. 3: Station Bonn, Gravimeter Askania GS 15 Nr. 206 (kapazitiver Abgriff), Restverbesserungen v, Zeitraum vom 14.5.1972 bis 24.5.1972 mit normalen Störungen



16 [µGal]

Abb. 2.: Station Bonn, Gravimeter Askania GS-11 Nr. 116 (photoelektrischer Abgriff)
Restverbesserungen v, Zeitraum vom 18.2.1969 bis 28.2.1969 mit starken Störungen



-3750-

Störungen

M

-8

-10

-12

-14

-16

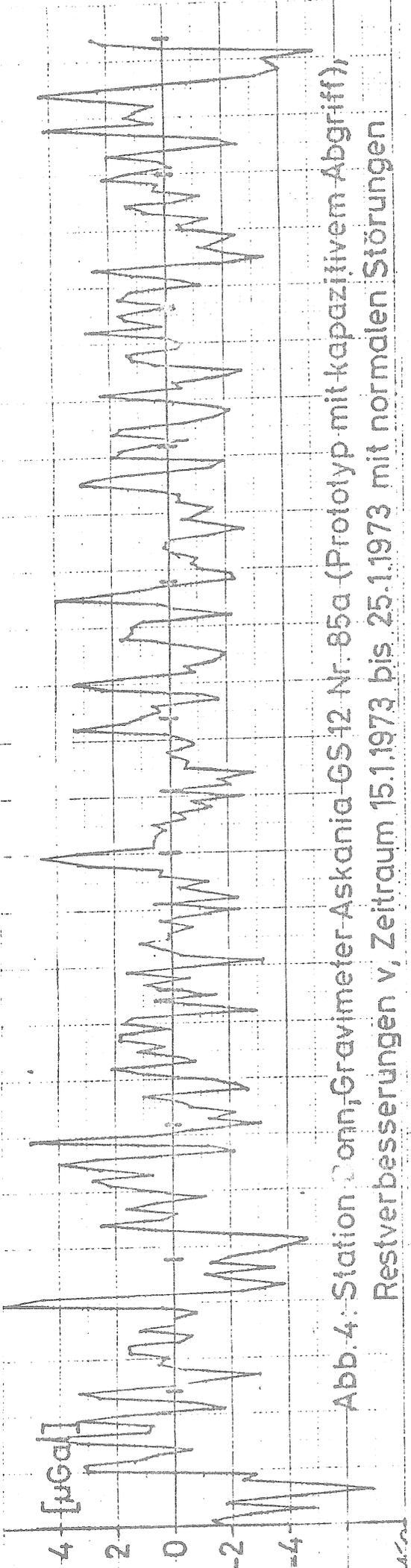


Abb. 4: Station Donn, Gravimeter-Askania-GS 12 Nr. 85a (Prototyp mit kapazitivem Abgriff), Restverbesserungen v, Zeitraum 15.1.1973 bis 25.1.1973 mit normalen Störungen

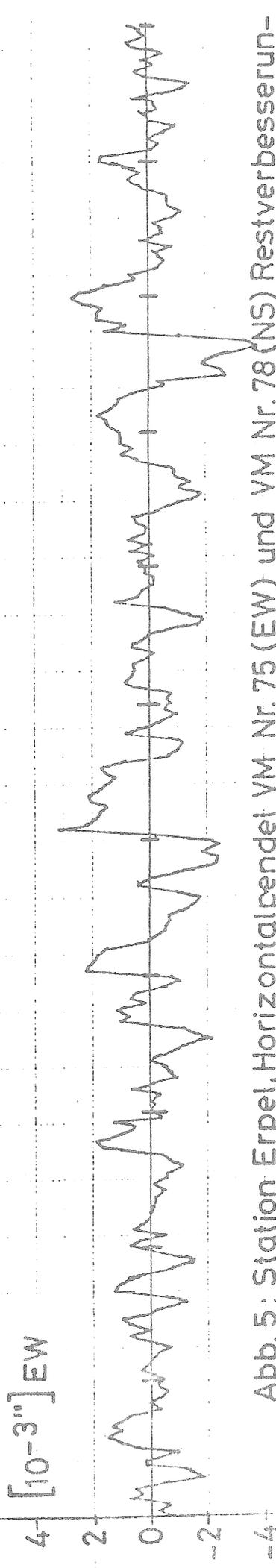
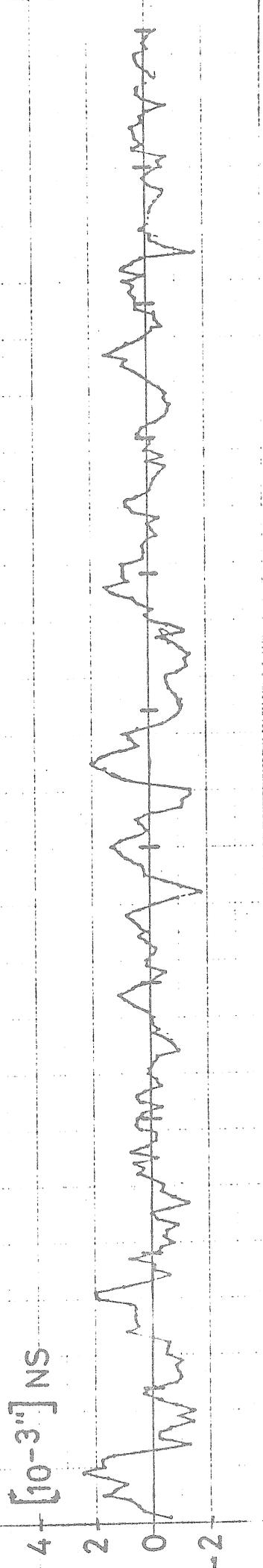


Abb. 5: Station Erpel, Horizontalpendel VM Nr. 75 (EW) und VM Nr. 78 (NS) Restverbesserungen v, Zeitraum vom 26.8.1968 bis 5.9.1968 mit geringen Störungen

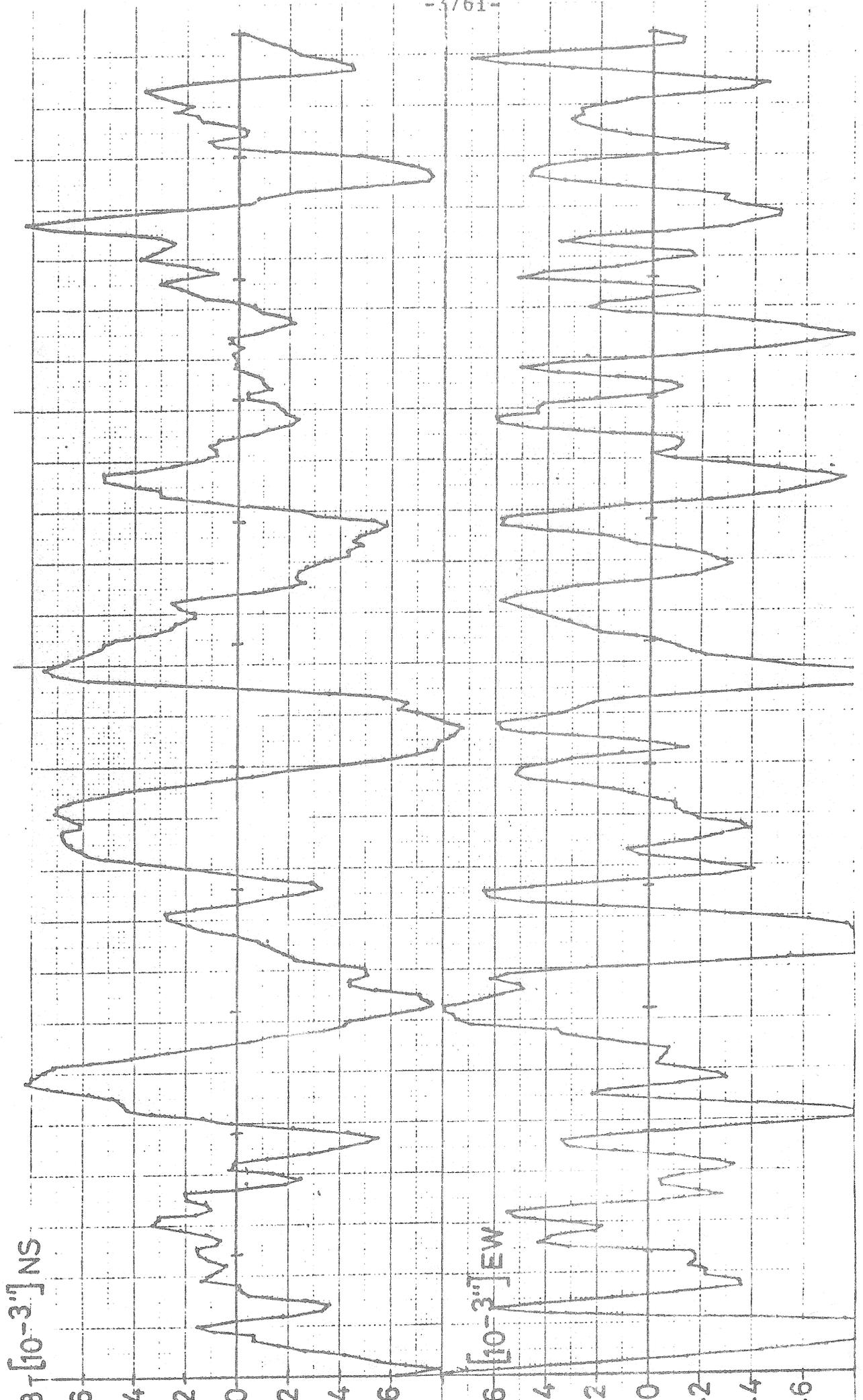


Abb. 6 : Station Erpel, Horizontalpendel VM Nr. 75 (EW) und VM Nr. 78 (NS), Restverbesserungen v, Zeitraum vom 14.3.1967 bis 24.3.1967 mit starken Störungen

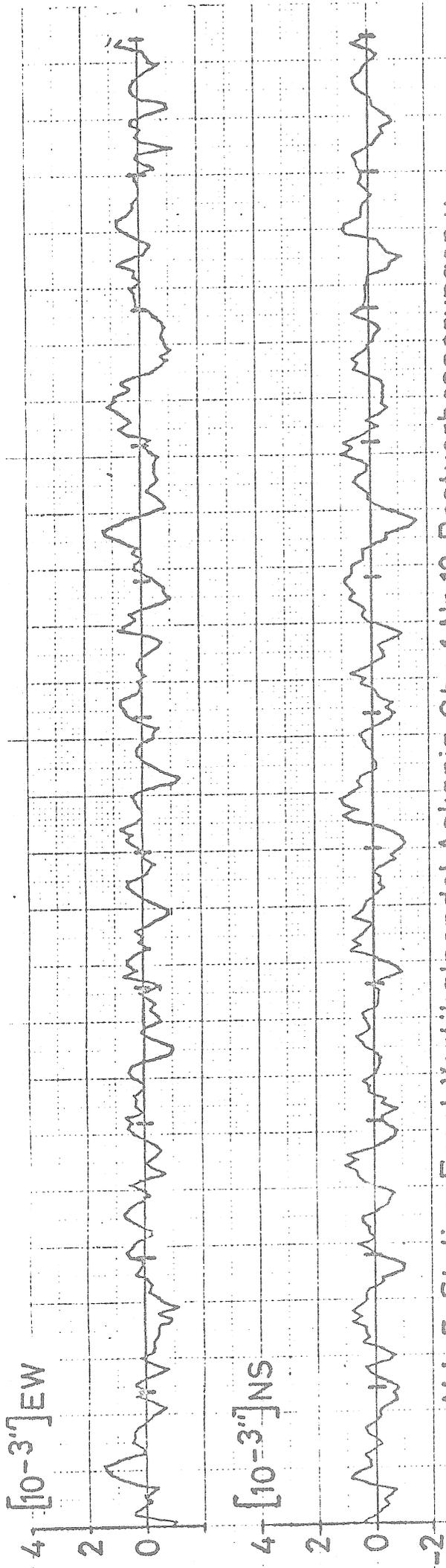


Abb. 7: Station Erpel, Vertikalpendel Askania Gbp 1 Nr.12, Restverbesserungen v
Zeitraum vom 2.1.1973 bis 12.1.1973 mit geringen Störungen

-3762-

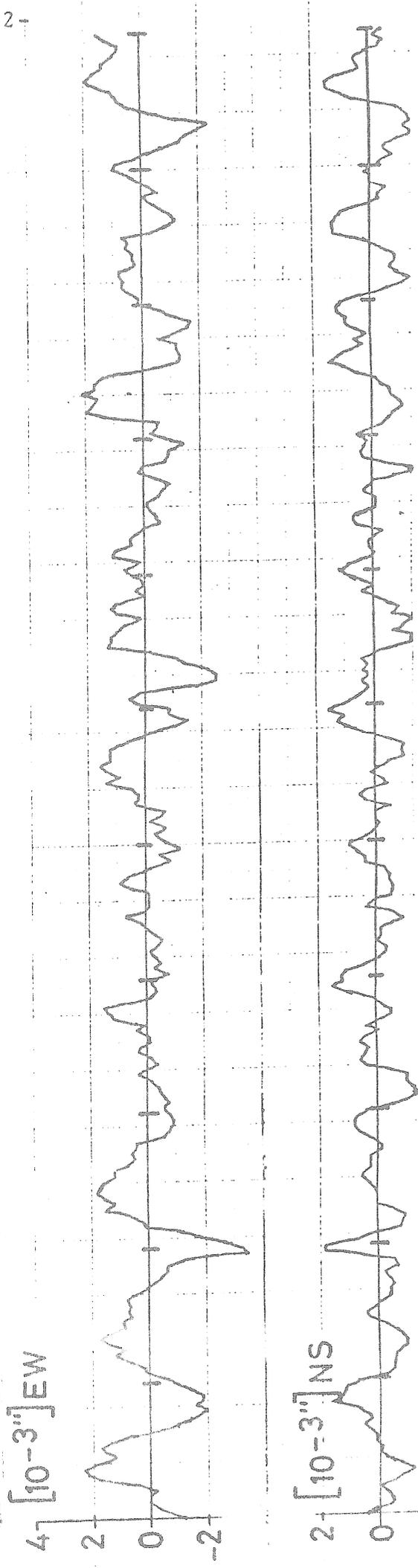


Abb. 8: Station Erpel, Vertikalpendel Askania Gbp 1 Nr.12, Restverbesserungen v,
Zeitraum vom 26.2.1973 bis 8.3.1973 mit starken Störungen

BERECHNUNG DER Z-KOMPONENTE DER THEORETISCHEN ERDGEZEITEN MIT ELEKTRONISCHEN TISCHRECHNERN

W. Doergé

Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut München

Jede genauere Messung von Schwerebeschleunigungen mit Gravimetern oder Pendeln muß wegen des Gezeiteneinflusses von Sonne und Mond korrigiert werden.

Trotz großer Rechenanlagen ist die Gezeitenberechnung auf einem Tischrechner, der keine Aufbereitung und Ablochung der Daten benötigt, dann sinnvoll, wenn einzelne diskrete Gezeitenverbesserungen für Schweremessungen an einem bestimmten Ort (geogr. Breite, geogr. Länge) zu einer bestimmten Zeit (MEZ) berechnet werden sollen, und nicht auf Tabellenwerte oder Diagramme zurückgegriffen werden soll, die ohnehin nur für eine mittlere Breite und Länge gelten.

Da die Gezeiteneffekte periodische Veränderungen des Schwerkraftpotentials der Erde sind, erscheint es naheliegend, sie durch eine Fourierreihe darzustellen. In den meisten Abhandlungen über Gezeitenkräfte wurde dieser Weg auch beschritten [1, 3] wohl vorwiegend im Hinblick auf eine Gezeitenanalyse zur Darstellung der einzelnen gezeitenerzeugenden Tiden.

Diese Berechnungen sind jedoch sehr umfangreich und für einen Tischrechner nur bedingt zu verwenden. Bei Erstellung dieses Programms wurden deshalb die direkten Rechenformeln für das gezeitenerzeugende Potential benutzt, d.h. ohne Verwendung von Fourierreihen. Des weiteren sollten die Rechenformeln so aufgestellt werden, daß keine astronomischen Tafelwerke benötigt werden. Die astronomischen Gestirnskoordinaten wie Rektaszension und Deklination sowie der Stundenwinkel und Zenitdistanz von Mond und Sonne werden über die wahren Längen und Breiten in der Ekliptik berechnet. Lediglich die Anzahl der Julianischen Tage für ein bestimmtes Datum, die in die Rechnung eingeht, kann man praktischerweise einer Tabelle eines astronomischen Jahrbuches [z.B. 7] entnehmen.

Für die Genauigkeit der Gezeitenberechnung wurde 1/100 m gal angestrebt.

1. Berechnung der Erdgezeitenkorrektion

Das Gezeitenpotential läßt sich nach [1] in der Entwicklung nach Kugelfunktionen mit Legendre'schen Polynomen darstellen

$$V = V_2 + V_3 = G(\rho) \left[\left(\frac{c}{R} \right)^3 \cdot 2 \left(\cos^2 \vartheta - \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{6} \frac{\rho}{c} \left(\frac{c}{R} \right)^4 (5 \cos^3 \vartheta + 3 \cos \vartheta) + \dots \right] \quad (1)$$

Dabei bedeuten $G(\rho)$ die Doodsonsche Gezeitenkonstante, ρ den mittleren Erdradius, ϑ die geozentrische Zenitdistanz des Gestirns, c den mittleren Abstand, R den wahren Abstand Erde-Gestirn.

In allgemeiner Form erhält man die Schwerebeschleunigung Δg durch Ableitung des Potentials nach ρ

$$\Delta g = \frac{\partial V}{\partial \rho} = \frac{2G(\rho)}{\rho} \left[\left(\frac{c}{R} \right)^3 \cdot \frac{2}{3} (3 \cos^2 \vartheta - 1) + \frac{1}{6} \frac{\rho}{c} \cdot \left(\frac{c}{R} \right)^4 (5 \cos^3 \vartheta + 3 \cos \vartheta) + \dots \right] \quad (2)$$

Wird die Gezeitenbeschleunigung Δg_3 , die aus V_3 resultiert, wegen ihres geringen Einflusses vernachlässigt, so ergeben sich folgende Berechnungsformeln:

Für den Mond:

$$\Delta g_M = 54.99 \cdot \left(\frac{c_M}{R_M} \right)^3 (3 \cdot \cos^2 \vartheta - 1) [\mu \text{ gal}] \quad (3a)$$

Für die Sonne:

$$\Delta g_S = 25.25 \left(\frac{c_S}{R_S} \right)^3 (3 \cdot \cos^2 \vartheta - 1) [\mu \text{ gal}] \quad (3b)$$

Der Gesamteinfluß $\Delta g_{S,M}$ der lunisolaren Effekte ergibt sich aus der Summe

$$\Delta g_{S,M} = \Delta g_M + \Delta g_S .$$

Für die Berechnung der Schwerekorrekturen für Gravimeter ist der Gravimeterfaktor G für die elastische Erde zu berücksichtigen. Nach neueren Erkenntnissen scheint der bisherige Wert von 1.22 etwas zu hoch zu sein. Da der

Gravimeterfaktor keine absolut feste Größe ist, sondern von der betrachteten Tide, Entfernung der Station vom Meer (Einfluß der Meereszeiten) und der regionalen Beschaffenheit des oberen Erdmantels abhängt, wird ein Näherungswert 1.17 eingeführt, der für eine Kontinentalstation nach Analyse von zahlreichen vorliegenden Erdzeitenregistrierungen einen guten Mittelwert repräsentiert. Für eine Station in Küstennähe wäre der Wert etwas höher anzusetzen.

Der endgültige Wert Δg_E für die theoretischen Erdzeiten läßt sich hiermit nach folgender Formel berechnen

$$\Delta g_E = (\Delta g_M + \Delta g_S) \cdot G = \Delta g_{S,M} \cdot 1.17 [\mu \text{ gal}] \quad (4)$$

Die Gezeitenberechnung läuft im wesentlichen also darauf hinaus, die geozentrische Zenitdistanz ϑ zu bestimmen.

2. Darstellung der Sonnen- und Mondbewegung in der Ekliptik als Funktion der Zeit.

Wie in [1 und 3] werden zur Berechnung 6 Hilfsgrößen sog. mittlere Längen eingeführt. Sie werden in der Ekliptik gemessen vom mittleren Frühlingspunkt,

- s = mittlere Länge des Mondes
- h = mittlere Länge der Sonne
- p = mittlere Länge des Mondperigäums
- N = mittlere Länge des aufsteigenden Knotens des Mondes
(Schnittpunkt der Mondbahn mit der Ekliptik)
- p_s = mittlere Länge des Sonnenperigäums

Im Gegensatz zur üblichen Darstellung mit Bezugsdatum Jan. 1900, 0.5 Eph.zeit wird jedoch als Ausgangsdatum für unsere Berechnung von mittleren Längen der 1.1. 1970, 0^hUT gewählt. Man erhält dabei wesentlich kleinere Winkelwerte und die Reihenentwicklungen können ohne Genauigkeitsverlust bereits nach dem linearen Glied abgebrochen werden. Als Variable wird die Anzahl der Tage d seit 1.1.1970,

0^h UT eingeführt.

Für die mittleren Längen ergibt sich somit das folgende Formelsystem:

$$\begin{aligned} s &= 197^{\circ} 9518 + 13^{\circ} 176\ 396 \cdot d & (5) \\ h &= 280^{\circ} 2351 + 0.985\ 647 \cdot d \\ p &= 302^{\circ} 6483 + 0.111\ 404 \cdot d \\ N &= 345^{\circ} 2849 - 0.052\ 954 \cdot d \\ p_s &= 282^{\circ} 4245 + 0.000\ 047 \cdot d \end{aligned}$$

Die Werte für die Koeffizienten der linearen Glieder wurden aus den Astronomical Ephemerides mit Bezugszeit 31. Dez. 1899, 12^h Mittag UT. übernommen. Streng genommen müßte der Koeffizient an der Stelle 1.1.1970, 0^h UT neu bestimmt werden; die Änderung ist jedoch so gering (2 Einheiten in der 8. Stelle), daß für die hier angestrebte Genauigkeit mit dem unveränderten Wert gerechnet werden kann.

Die wahren Längen von Mond s_1 und Sonne h_1 werden berechnet als Reihenentwicklung nach Potenzen von Größen, die die mittleren Längen enthalten [4].

Für die Sonne gilt:

$$h_1 = h + 1.92 \cdot \sin (h - p_s) + \dots \quad (6)$$

wobei $h - p_s$ die mittlere Sonnenanomalie ist.

Der Restfehler beim Abbruch der Reihe h_1 nach dem 2. Glied beträgt maximal etwa $1,2'$, außerdem bleibt die Abweichung der wahren Sonne von der Ekliptik, die weit unter $1'$ liegt, bei der Berechnung unberücksichtigt.

Die Elliptizität der Sonnenbahn wird durch folgende Formel dargestellt:

$$\frac{c_s}{R_s} = 1 + 0.0167 \cdot \cos (h - p_s) + \dots \quad (7)$$

wobei c_s die mittlere Entfernung Erde - Sonne ist und R_s der tatsächliche Abstand der Sonne zum Erdmittelpunkt zum Zeitpunkt d .

Die Darstellung der wahren Bewegung des Mondes ist wesentlich schwieriger, weil der Mond in seiner Bahn um die Erde starken Störungen durch die Sonne unterliegt. Da die Mondbahn nicht mit der Ekliptik zusammenfällt, muß neben der Länge s_1 noch eine Entwicklung für dessen Breite β (Abstand von der Ekliptik) angegeben werden. Die in der Literatur beschriebenen Verfahren zur Mondbahnberechnung enthalten Reihenentwicklungen mit mehreren hundert Gliedern mit Koeffizienten bis zur Größe $0.01''$. Für die Berechnung der wahren Länge des Mondes wurden wiederum nur Glieder berücksichtigt deren max. Einfluß größer ist als $10'$, so daß noch etwa 5 Glieder übrig bleiben. Wie später noch gezeigt wird, ist diese Genauigkeit hier ausreichend.

$$s_1 = s + 6.289^\circ \cdot \sin(s - p) + 0.214^\circ \cdot \sin 2(s - p) + \\ + 1.274^\circ \cdot \sin(s - 2h + p) + 0.658^\circ \cdot \sin 2(s - h) + \dots \quad (8)$$

Die Summe der vernachlässigten Glieder beträgt maximal etwa $30'$ für den ungünstigsten Fall, daß sich sämtliche nichterfaßten Restglieder aufaddieren, was sicherlich kaum zutrifft.

Die Breite β des Mondes läßt sich berechnen

$$\beta = 5.128^\circ \cdot \sin(s_1 - N) + 0.17^\circ \cdot \sin(s - 2h + N) + \dots \quad (9)$$

Der Restfehler bei Abbruch der Reihe beträgt maximal $10'$.

Wie bei der Sonne wird die Elliptizität der Mondbahn erfaßt durch die Reihenentwicklung

$$\frac{c_M}{R_M} = 1 + 0.0545 \cdot \cos(s - p) + 0.0029 \cdot \cos 2(s - p) \\ + 0.01 \cdot \cos[(s - p) - 2(h - p)] + \dots \quad (10)$$

c_M = mittlerer Abstand Erde - Mond

R_M = wahrer Abstand Erde - Mond zur Zeit d .

3. Berechnung der Deklination δ und Rektaszension α für Mond und Sonne.

Die wahren Längen h_1 und s_1 , die in der Ekliptik gemessen werden, müssen auf das Äquatorsystem transformiert werden.

Die Deklination δ und Rektaszension α werden nach folgenden Formeln berechnet [4]

a) Für den Mond

$$\sin \delta_M = \cos \beta \cdot \sin s_1 \cdot \sin \epsilon + \sin \beta \cdot \cos \epsilon \quad (11)$$

ϵ bedeutet den Neigungswinkel der Ekliptik gegen den Äquator die sog. Schiefe der Ekliptik.

$$\tan \alpha_M = \tan s_1 \cdot \cos \epsilon - \frac{\tan \beta}{\cos s_1} \cdot \sin \epsilon \quad (12)$$

Für die numerische Rechnung ist die Formel in folgender Form geeigneter zur Festlegung des Quadranten für α

$$\tan \alpha_M = \frac{\sin s_1 \cdot \cos \epsilon \cdot \cos \beta - \sin \beta \cdot \sin \epsilon}{\cos \beta \cdot \cos s_1} \quad (12a)$$

b) für die Sonne vereinfachen sich die Formeln (11) und (12)

wegen $\beta = 0$ und es gilt

$$\sin \delta_s = \sin h_1 \cdot \sin \epsilon \quad (13)$$

$$\tan \alpha_s = \tan h_1 \cdot \cos \epsilon = \frac{\sin h_1 \cdot \cos \epsilon}{\cos h_1} \quad (14)$$

4. Berechnung der Zenitdistanz ϑ von Sonne und Mond in Bezug auf den Aufpunkt mit den geogr. Koordinaten φ und λ

Im astronomischen Dreieck Pol - Zenit - Gestirn wird die Zenitdistanz mit Hilfe des sphärischen Cosinussatzes berechnet.

In diese Gleichung wird anstelle der geographischen Breite φ die geozentrische Breite ψ eingesetzt, da in die Kugelfunktionsentwicklung der Gleichung (1) die geozentrische Zenitdistanz eingeht.

Die Umrechnung geschieht mit dem bekannten Ansatz

$$\psi^{\circ} = \varphi^{\circ} - 0^{\circ}.193 \cdot \sin 2 \varphi \quad (15)$$

Die Zenitdistanzen von Sonne ϑ_s und Mond ϑ_M für den Aufpunkt zu einem bestimmten Zeitpunkt ergeben sich nach folgender Formel

$$\cos \vartheta_{s,M} = \sin \psi \cdot \sin \delta_{s,M} + \cos \psi \cdot \cos \delta_{s,M} \cdot \begin{cases} \cos t_1 \\ \cos \tau_1 \end{cases} \quad (16)$$

mit

t_1 = Stundenwinkel der wahren Sonne

τ_1 = Stundenwinkel des wahren Mondes

Die wahren Stundenwinkel für die Breite λ lassen sich berechnen

a) Für die Sonne

$$t_1 = UT + (h - \alpha_s) + \lambda - 180^{\circ} \quad (\text{UT in Grad}) \quad (17)$$

wobei $(h - \alpha_s)$ die Zeitgleichung darstellt.

b) Für den Mond

$$\tau_1 = t_1 + \alpha_s - \alpha_M \quad (18)$$

Genauigkeitsabschätzung für die Gezeitenberechnung

Bei der praktischen Anwendung des Programms zur Berechnung der Gezeitenkorrekturen von Schweremessungen ist die Frage der erreichbaren Genauigkeit von Bedeutung. Eine erste Abschätzung für die Genauigkeit der astronomischen Koordinaten ergibt, daß die Gezeitenberechnung verhältnismäßig ungenaue Werte für Rektaszension und Deklination verlangt.

1. Fehlereinfluß bei Vernachlässigung von V_3

Aus Gleichung (2) ergibt sich die Gezeitenbeschleunigung aus V_3 für den Mond

$$\Delta g_{V_3 \max} = \frac{2G}{c} \cdot \frac{1}{6} \cdot \left(\frac{c}{R}\right)^4 (5 \cdot \cos 3\vartheta + 3 \cos \vartheta)$$

$$\frac{2G}{c} \cdot \frac{1}{6} = 2.2 \cdot 10^{-7} [\text{gal}]; \left(\frac{c}{R}\right)_{\max} \sim 1.07; \left(\frac{c}{R}\right)_{\max}^4 = 1.31$$

$$g_{V_3 \max} = 2.88 \cdot 10^{-1} (5 \cos^3 \vartheta + 3 \cos \vartheta) [\mu \text{ gal}]$$

Für $\vartheta = 0$ wird der Klammerausdruck ein Maximum.

Die Zenitdistanz ϑ für Sonne und Mond kann in unseren Breiten jedoch nie den Wert 0 erreichen.

$$\vartheta_{\min_M} = \varphi - \delta_{\max} \approx 21^\circ$$

$$\vartheta_{\min_S} = \varphi - \delta_{\max} \approx 26^\circ$$

Der maximale Einfluß von V_3 auf die Erdgezeiten in unseren Breiten ergibt sich deshalb

$$\Delta g_{V_3 \max_M} = 1.5 \mu \text{ gal}$$

$$\Delta g_{V_3 \max_S} = 0.7 \mu \text{ gal}$$

Der Gesamteinfluß von Mond und Sonne aus V_3 läßt sich darstellen unter Berücksichtigung des Gravimeterfaktors

$$\Delta g_{V_3 \max} = 2.2 \cdot 1.17 = 2.54 \mu \text{ gal}$$

Bei Vernachlässigung von V_3 entsteht für die Gezeitenberechnung in unseren Breiten maximal ein Fehler von etwa $2,5 \mu \text{ gal}$.

Die folgenden Genauigkeitsuntersuchungen beziehen sich nur auf den Mond; die Fehler der Sonnenbahnberechnung sind wesentlich geringer und können praktisch vernachlässigt werden.

2. Genauigkeit der berechneten Deklination

Aus der Formel (11)

$$\sin \delta = \cos \beta \cdot \sin s_1 \cdot \sin \epsilon + \sin \beta \cdot \cos \epsilon$$

bildet man das totale Differential:

$$d\delta = \frac{\cos \beta \cdot \sin \epsilon \cdot \cos s_1}{\cos \delta} \cdot ds_1 + \frac{\cos \beta \cdot \cos \epsilon - \sin \beta \cdot \sin s_1 \cdot \sin \epsilon}{\cos \delta} \cdot d\beta$$

Für die Abschätzung der zu erwartenden maximalen Fehler werden folgende numerische Werte angenommen:

$$\cos \delta_{\min} = 0.87 \quad \text{für} \quad \delta_{\max} \sim 28.5^\circ$$

$$ds_1 \approx 30' \quad d\beta \approx 10'$$

$$\cos \beta \approx 1 \quad \sin \beta \approx 0$$

$$\sin \epsilon = 0.4 \quad \cos \epsilon = 0.9$$

$$\cos s_{1 \max} = 1$$

Somit erhält man:

$$d\delta = 0.46 \cdot 30' + 1.05 \cdot 10' = 23' \quad (19)$$

Der maximale Fehler in der Deklinationsberechnung beträgt also etwa 23'.

3. Genauigkeit der Rektaszension und des Stundenwinkels

a) Rektaszension

Man geht von Gleichung (12) aus und bildet das totale Differential nach s_1 und β

$$d\alpha = \frac{\cos^2 \alpha (\cos \epsilon + \sin s_1 \cdot \tan \beta \cdot \sin \epsilon)}{\cos^2 s_1} \cdot d s_1 - \frac{\cos^2 \alpha \cdot \sin \epsilon}{\cos^2 \beta \cdot \cos s_1} \cdot d\beta$$

wegen $\alpha \approx s_1$ und $\cos \alpha \approx \cos s_1$ läßt sich die Gleichung vereinfachen zu

$$d\alpha = (\cos \epsilon + \sin s_1 \cdot \tan \beta \cdot \sin \epsilon) \cdot d s_1 - \frac{\cos \alpha \cdot \sin \epsilon}{\cos^2 \beta} \cdot d\beta$$

Für $d s_1$ und $d\beta$ setzt man wieder 30' bzw. 10' und für den bestimmten Fehler in der Rektaszension ergibt sich

$$d\alpha = 0.96 \cdot d s_1 + 0.4 \cdot d\beta = 33' = 2.2^{\text{min}} \quad (20)$$

Die Genauigkeit der Rektaszension α liegt, wie erwartet, in der gleichen Größenordnung wie die der wahren Länge s_1 .

b) Für den Stundenwinkel t gilt:

$$\tau_1 = M G Z + h - \alpha_s + \lambda - 180^\circ + \alpha_s - \alpha_M \quad (\text{MGZ} = \text{Mittl. Greenw. Zeit})$$

$$d\tau_1 = d M G Z + dh + d\lambda - d\alpha_M$$

Fehler in der Bestimmung von h und λ können hier vernachlässigt werden; dh und $d\lambda$ können sicher $\ll 1^{\text{min}}$ gehalten werden; somit bleibt

$$d\tau_1 = dM G Z - d\alpha_q$$
$$d\tau_1 = 1^{\text{min}} + 2.2^{\text{min}} = 3.2^{\text{min}} = 48' \quad (21)$$

(Das positive Vorzeichen gilt für den ungünstigsten Fall)

4. Genauigkeit der astronomischen Zenitdistanz ϑ

Aus der Gleichung (16) wird das vollständige Differential gebildet:

$$\begin{aligned} -\sin \vartheta \cdot d\vartheta &= (\cos \varphi \cdot \sin \delta - \sin \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos t) \cdot d\varphi \\ &+ (\sin \varphi \cdot \cos \delta - \cos \varphi \cdot \sin \delta \cdot \cos t) \cdot d\delta \\ &- \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \sin t \cdot dt \end{aligned}$$

Führt man das Azimut a und den parallaktischen Winkel q des astronomischen Dreiecks ein, so gilt für den Fehler in der Zenitdistanz:

$$d\vartheta = \cos a \cdot d\varphi - \cos q \cdot d\delta + \cos \varphi \cdot \sin a \cdot dt \quad (22)$$

Die errechneten Werte für $d\delta$ und dt aus (19) und (21) werden in (22) eingesetzt, für $d\varphi = 0$ erhält man

$$d\vartheta = -\cos q \cdot 23' + \cos \varphi \cdot \sin a \cdot 48'$$

Zur Fehlerabschätzung und Diskussion wird in diese Gleichung die Beziehung $\cos \delta \cdot \sin q = \cos \varphi \cdot \sin a$ eingesetzt

$$d\vartheta = -\cos q \cdot d\delta + \sin q \cdot \cos \delta \cdot dt \quad (23)$$

Für $\cos \delta_{\max} = 1$ hat diese Funktion ein Maximum bei $q = 120^\circ$ mit dem Wert für

$$d \vartheta_{\max} = 53.1.$$

Die astronomische Zenitdistanz des Mondes wird also auf etwa 1° genau berechnet.

5. Genauigkeit der Gezeitenberechnung

Zur Abschätzung der Genauigkeit für die Gezeitenkorrekturen in Abhängigkeit von der Zenitdistanz wird die Gleichung (3a) nach ϑ differenziert:

$$d\Delta g = - 165 \cdot \left(\frac{Q_M}{R_M} \right)^3 \cdot \sin 2\vartheta \cdot d\vartheta \quad (25)$$

$$\left(\frac{Q_M}{R_M} \right)^3_{\max} = 1.22; \quad d\vartheta_{\max} = 53.1'$$

Der maximale Einfluß von $d\vartheta$ auf die Gezeiten wird nach Gleichung (25) erreicht für $\vartheta = 45^\circ \rightarrow \sin 2\vartheta = 1$

$$d\Delta g_{\max} = - 3.1 \mu \text{ gal}$$

Bei Berücksichtigung des Gravimeterfaktors gilt

$$d\Delta g_{\max} = - 3.1 \cdot 1.17 = - 3.6 \mu \text{ gal.}$$

Die Fehler, die durch die Sonnenberechnung verursacht werden, sind wesentlich geringer und können hier, wie schon oben vermerkt, vernachlässigt werden.

Man kann somit sagen, daß der maximal zu erwartende Gesamtfehler für die theoretischen Erdgezeiten aus der Rechnung (in unseren Breiten) und bei Vernachlässigung von V_3 sich zu

$$d\bar{\Delta g}_{\max} = \pm 6.1 \mu \text{ gal ergibt.}$$

6. Einfluß von Breiten- und Längenfehler $d\varphi$ und $d\lambda$ auf die Gezeiten

Fehler in der Bestimmung von φ und λ beeinflussen nach Gleichung (22) die Zenitdistanz und damit die Gezeitenwerte. Aus der Differentialformel

$$d\vartheta = \cos a \cdot d\varphi - \cos \varphi \cdot d\delta + \cos \varphi \cdot \sin a \cdot dt$$

ist zu ersehen, daß ein Breitenfehler $d\varphi$ am stärksten wirkt, wenn das Gestirn durch den Meridian geht für $a = 0$; der Einfluß eines Längenfehlers $\Delta\lambda$ dagegen ist am größten im 1. Vertikal für $a = 90^\circ$ und nimmt mit zunehmender geogr. Breite mit dem $\cos \varphi$ ab.

Für den Mond läßt sich der Fehler berechnen

a) für ein $d\varphi$

$$d\Delta g_{\text{Mond}} = -165 \cdot \left(\frac{c_M}{c_M}\right)^3 \cdot \sin 2\vartheta \cdot \cos a \cdot d\varphi$$

b) für ein $d\lambda$

$$d\Delta g_{\text{Mond}} = -165 \cdot \left(\frac{c_M}{c_M}\right)^3 \cdot \sin 2\vartheta \cdot \cos \varphi \cdot \sin a \cdot d\lambda$$

In der Figur 1 werden die lunisolaren Gezeitenfehler unter Berücksichtigung des Gravimeterfaktors für die Breite

$\varphi_0 = 50$, $\left(\frac{c_M}{c_M}\right)_{\text{max}}^3 = 1.22$ und $(\sin 2\vartheta)_{\text{max}} = 1$ bei einer Änderung $\Delta\varphi$ und $\Delta\lambda$ von jeweils 1° in Abhängigkeit des Azimuts des Gestirns aufgetragen.

Aus der Graphik ergibt sich der maximale lunisolare Gezeitenfehler für eine Breitenänderung $\Delta\varphi = +1^\circ$ zu etwa $-5.8 \mu \text{ gal}$ für das Azimut $a = 0$; für die Längenänderung $\Delta\lambda = +1^\circ$ muß man in unseren Breiten mit einem maximalen Fehler in der Gezeitenberechnung von $d\Delta g = -3.8 \mu \text{ gal}$ rechnen für $a = 90^\circ$. Da jedoch die Geographischen Koordinaten von Aufpunkten in den meisten Fällen aus topographischen Karten wesentlich genauer als 1° abgegriffen werden können, kann ein Breiten- und Längenfehler für diese Gezeitenberechnung unberücksichtigt bleiben.

Zur anschaulichen Darstellung des Einflusses von großen Längen- und Breitenänderungen auf die Gezeiten wurden in Fig. 2 und Fig. 3 Werte für verschiedene φ bzw. λ für den 1.6.1973 aufgetragen.

7. Einige Bemerkungen zur Fehlerabschätzung

Die berechneten Erdgezeitenwerte sollen zur Korrektur von Gravimetermessungen dienen.

Da aber Schweremessungen mit Gravimetern immer Differenzmessungen darstellen, sind für die Genauigkeit der Gezeitenwerte nicht primär die Fehler in den berechneten astronomischen Daten ausschlaggebend, sondern die Änderungen dieser Fehler in der Zeit.

Langperiodische Veränderungen beeinflussen die Genauigkeit kaum, während bei kurzperiodischen Schwankungen mit oben angegebenen Fehlern gerechnet werden muß.

Wird für die Gezeitenkorrektur eine größere Genauigkeit verlangt, so lassen sich mit den oben angeführten Reihenentwicklungen bei Berücksichtigung weiterer Glieder die Bahndaten von Mond und Sonne mit nahezu beliebig hoher Genauigkeit berechnen. Bei weiterer Genauigkeitssteigerung kann jedoch der Gezeiteneinfluß, der aus V_3 resultiert, nicht mehr vernachlässigt werden.

Die Programmierung mit einem Tischrechner wird dann allerdings ziemlich aufwendig, so daß die Berechnung auf einem größeren Rechner mit Hilfe einer Programmiersprache (ALGOL oder FORTRAN) vorzuziehen ist.

Programmbeschreibung

Das Rechenprogramm zur Bestimmung der z-Komponente der theoretischen Erdgezeiten zur Korrektur von Schweremessungen wurde für den Tischcomputer Hewlett-Packard 9810A geschrieben. Der zur Verfügung stehende Tischrechner hatte eine Kapazität von 2036 Programmschritten und 111 Datenspeicherregister, davon 2 direkt aufrufbare Speicher a und b.

Das Gesamtprogramm umfaßt 495 Programmschritte und benötigt 26 Konstantenspeicher. Die Berechnung eines Gezeitenwertes dauert etwa 5 sec.

Die mittleren Längen s , h , p , N , p_s werden in einer Schleife berechnet und in den ungeraden Konstantenspeichern 1-9 abgespeichert.

Die Rechenformeln (6) und (7) sowie (8) und (9) für die wahren Längen und die Elliptizität der Bahn für Sonne und Mond sind symmetrisch aufgebaut bezüglich Sinus und Cosinus und haben gleiche Argumente. Im Programm ist deshalb eine gleichzeitige Berechnung dieser zwei Werte jeweils für Sonne und Mond über die Taste "To Rectangular" und "Accumulate +" möglich.

Bei der Berechnung für die Deklination δ erübrigt sich die Abfrage des Quadranten, da δ_s für die Sonne nur zwischen $+ 23.5^\circ$ und $- 23.5^\circ$, δ_M des Mondes nur zwischen $+ 28.5$ und $- 28.5$ variiert.

Die Rektaszension α kann natürlich alle Werte zwischen $- 180^\circ$ und $+ 180^\circ$ annehmen. Schreibt man die Formel für den $\tan \alpha$ in Bruchform, so wird durch das Vorzeichen des Zählers und Nenners über die Taste "To Polar" der Quadrant des Winkels α eindeutig festgelegt.

Die Zenitdistanz ϑ bzw. der Wert $\cos \vartheta$ wird über den sphärischen Kosinussatz in einer Subroutine für Sonne und Mond berechnet.

Da in die Formel für die Gezeitenberechnung nur $\cos \vartheta$ eingeht, wird der Winkel ϑ selbst explizit nicht berechnet, so daß sich natürlich auch eine Abfrage bezüglich des Quadranten erübrigt. An der Stelle 0463 bis 0466 des Programmes wird der Gravimeterfaktor G zur Berücksichtigung der Elastizität der Erde eingeführt.

Erläuterungen zum Rechenprogramm

Vor Beginn der Rechnung werden in die Konstantenspeicher mittels Magnetkarte folgende Werte eingelesen:

Speicher	Werte	
10	23.°444	ϵ
11	197.°9518	
12	13.°17639648	
13	280.°2351	
14	0.°9856473	
15	302.°6483	
16	0.°111404	
17	345.°2849	
18	-0.°052954	
19	282.°4245	
20	0.000047	
26	40586	Jul.Tag 31.Dez.1969

In das Programm selbst müssen folgende Werte in der angegebenen Reihenfolge in das X-Register eingegeben werden:

1. Geogr. Breite (volle Grade)
2. Sexagesimal Minuten (als Zehner und Einer)
3. Geogr. Länge (volle Grade)
4. Sexagesimal Minuten (als Zehner und Einer)
5. Meßzeit in MEZ (volle Stunden)
6. Gemessene Zeitminuten
7. Eingabe des Julianischen Datums für den betr. Meßtag unter Weglassung der 100 Tausend und Million sowie der 5 nach dem Komma.
z.B. Eingabe für den 20. März 1972
Jul. Tag = 41 396

Ausgedruckt werden:

1. Die geogr. Breite in Grad und Dezimalminuten nach dem Komma
2. Die geogr. Länge in Grad und Dezimalminuten nach dem Komma
3. Eingabezeit in Stunden und Dezimalzeitminuten nach dem Komma
4. Die Gezeitenkorrektion in μgal (vorzeichenrichtig)

Als Rechenbeispiel wird angegeben:

Datum 1.1.72 Julianischer Tag 41317

Breite $50^{\circ} 30,24'$

Länge $9^{\circ} 20,10'$

MEZ $14^{\text{h}} 30^{\text{min}}$

Das Programm wird mit Festkomma (Taste Fix 3) und Altgrad gerechnet.

Der Streifenausdruck für obiges Beispiel enthält folgende Daten:

50.504
9.335
14.500
- 83.330

Literaturverzeichnis:

1. Bartels, J.: Gezeitenkräfte, 1957 Handbuch der Physik von S. Flügge, Bd. XLVIII, Berlin, S. 734-774
2. Chojnicki, T.: Calculs des Marrées Terrestres Théoriques et leur Précision. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Warschau 1972
3. Doodson, A.T.: The Harmonic Development of the Tide-generating Potential. Proceedings of the Royal Soc. London 1921
4. Eckert, Jones, Clark: Improved Lunar Ephemeris 1952-1959. U.S.Govt.Print. Off., Washington, D.C.
5. Horn, W.: Die astronomischen Grundlagen des harmonischen Verfahrens zur Berechnung der Gezeiten. Aus d. Archiv d.D.See- warte und des Marineobservatoriums, 61. Bd. Nr. 8
6. Longman, I.M.: Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun. J.of Geophys.Res., 64/1959, 9-12. S. 2351-2355.
7. The Astronomical Ephemeris, London

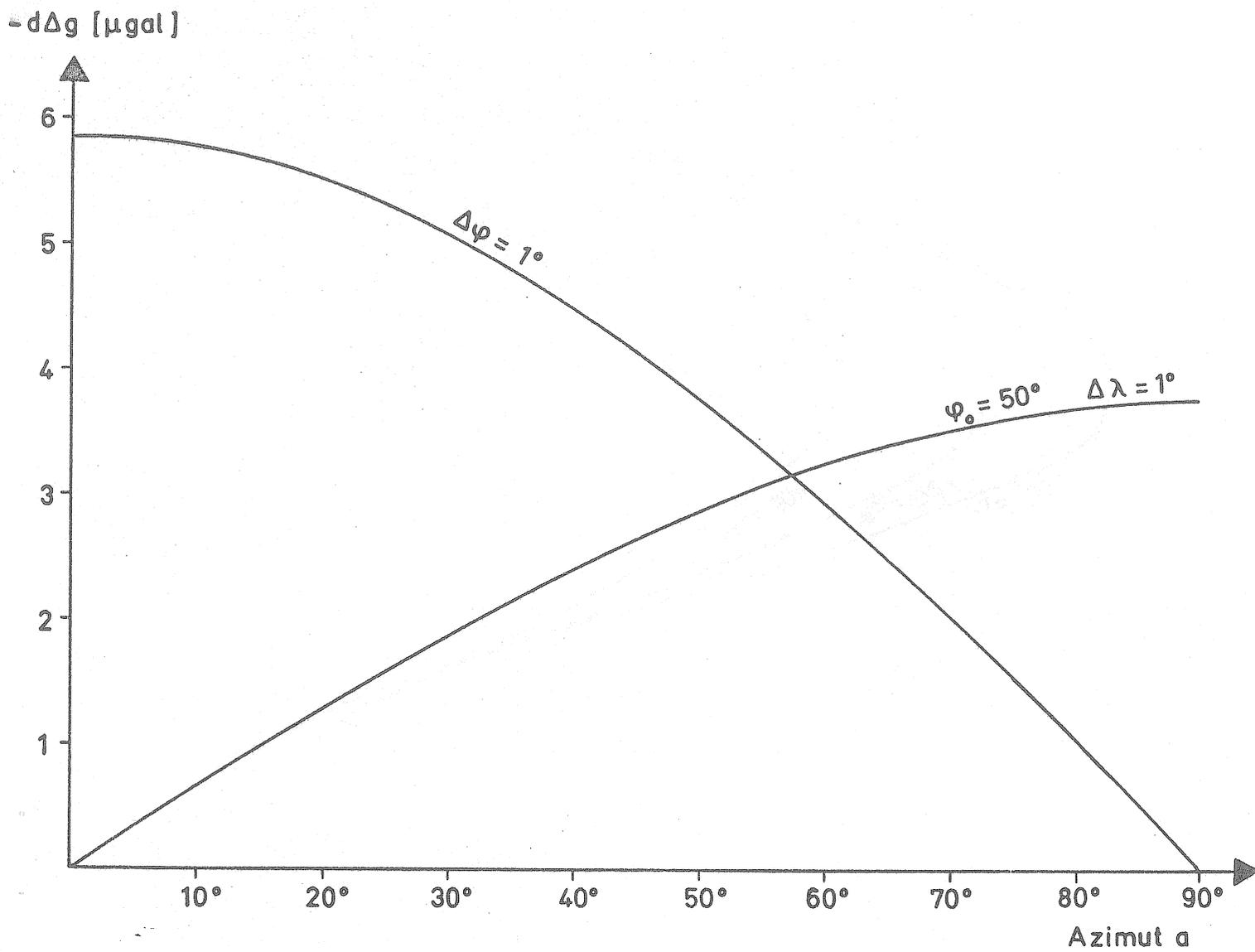
BERECHNUNG VON THEORETISCHEN ERDGEZEITEN

mit dem HEWLETT-PACKARD Tischrechner 9810A

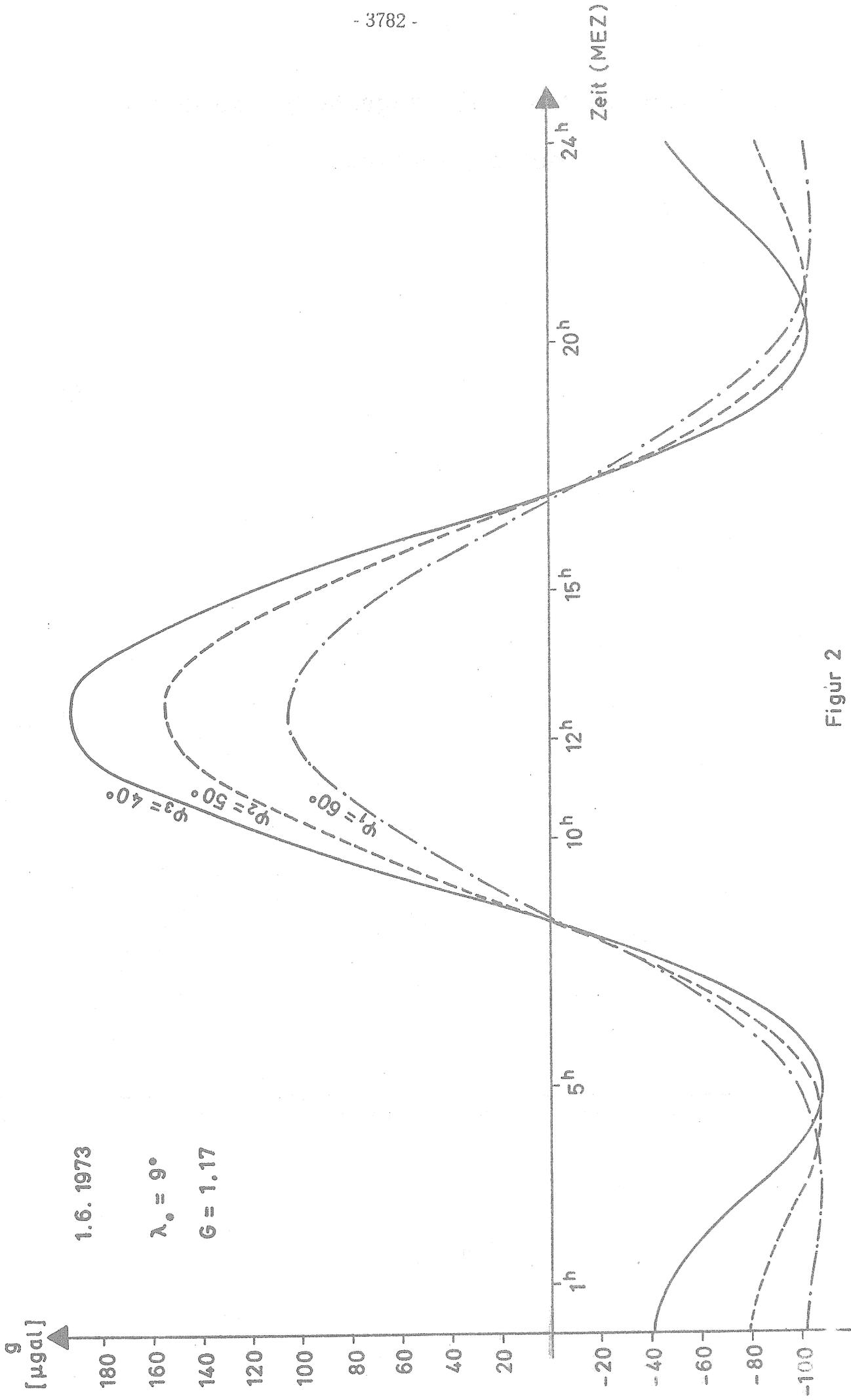
Einstellung: Fix() 3 und Altgrad

0	Clear	↑	2	Rect	1	↑	x←()	2	acc+	↑
1	Stop	1	x	↑	Rect.	.	9	3	GOTO	x
2	↑	2	↓	.	↑	1	↑	↑	SUB/RET	x
3	Stop	acc+	+	0	.	7	1	1	4	↓
4	Roll↑	↓	y→()	0	0	x	Rect.	5	7	x
5	K	x←()	4	3	0	↓	acc+	x	3	2
6	6	IND	a	x	8	+	↑	1	y→()	5
7	x→()	a	↑	.	x	y→()	x←()	8	4	.
8	2	x	.	2	.	9	1	0	Clear x	2
9	4	x←()	0	1	6	Clear x	0	-	5	5
0	PR.SP.	IND	1	4	5	1	COS	y↺()	x→()	x
1	Stop	b	7	Roll↑	8	Rect	x	+	0	a
2	↑	+	x	x	Roll↑	acc+	x←()	3	GOTO	+
3	Stop	y→()	1	↓	x	x←()	2	y↺()	SUB/RET	1
4	Roll↑	IND	+	acc+	↓	1	SIN	-	4	.
5	K	0	y→()	x←()	acc+	0	x	8	7	1
6	6	Clear x	2	1	Recall	↑	x←()	y↺()	3	7
7	x→()	2	2	x←()	x←()	1	1	+	y→()	x
8	2	x→()	Clear	-	+	Rect.	0	2	3	↓
9	5	+	x←()	3	1	Roll↑	SIN	5	↓	PR.SP.
0	PR.SP.	0	1	↑	x→()	x	Roll↑	y→()	↑	PR.SP.
1	Stop	x↺y	x←()	+	2	a	x	2	x	GOTO
2	↑	2	-	y→()	Clear x	Roll↑	↓	y↺()	3	0
3	Stop	acc+	5	6	1	x	-	+	x	x←()
4	Roll↑	a	↑	x←()	+	x←()	a	8	1	IND
5	K	x↺y	+	-	y→()	2	↑	y↺()	-	0
6	6	2	y→()	3	2	SIN	x←()	-	x←()	↑
7	PR.SP.	2	8	x←()	1	x	2	7	2	1
8	↑	IF X=Y	↑	+	Clear	↓	COS	y→()	1	x→()
9	1	0	1	5	x←()	+	x	6	↑	+
0	-	0	Rect	↑	2	↓	↓	Clear	x	0
1	y→()	8	↑	1	x←()	arc	TOPOL	x←()	x	Rect
2	0	6	.	Rect.	-	SIN	y→()	2	↓	↑
3	2	GOTO	0	↑	7	x→()	7	4	x	x←()
4	3	5	5	.	SIN	5	x←()	↑	5	IND
5	2	4	4	0	↑	x←()	1	↑	5	0
6	4	x←()	x	1	5	4	0	+	x	COS
7	÷	3	6	x	.	SIN	cos	.	y→()	x
8	Stop	↑	.	1	1	↑	↑	1	a	a
9	x←()	x←()	2	.	3	x←()	x←()	9	x←()	x
0	-	-	8	2	x	1	4	3	4	b
1	2	9	9	7	x←()	0	SIN	x↺y	↑	Roll↑
2	6	↑	Roll↑	4	6	SIN	x	SIN	0=x	x
3	+	1	x	Roll↑	x←()	x	x←()	x	3	↓
4	1	Rect	↓	x	-	↓	4	↓	x	+
5	x→()	x→()	acc+	↓	1	arc	COS	-	1	SUB/RET
6	0	a	x←()	acc+	x←()	SIN	TOPOL	1	-	END
7	-	1	8	x←()	+	x→()	y→()	x→()	x←()	
8	1	.	4	6	7	1	8	0	2	
9	1	9	1	↑	SIN	Clear	x←()	Rect	2	

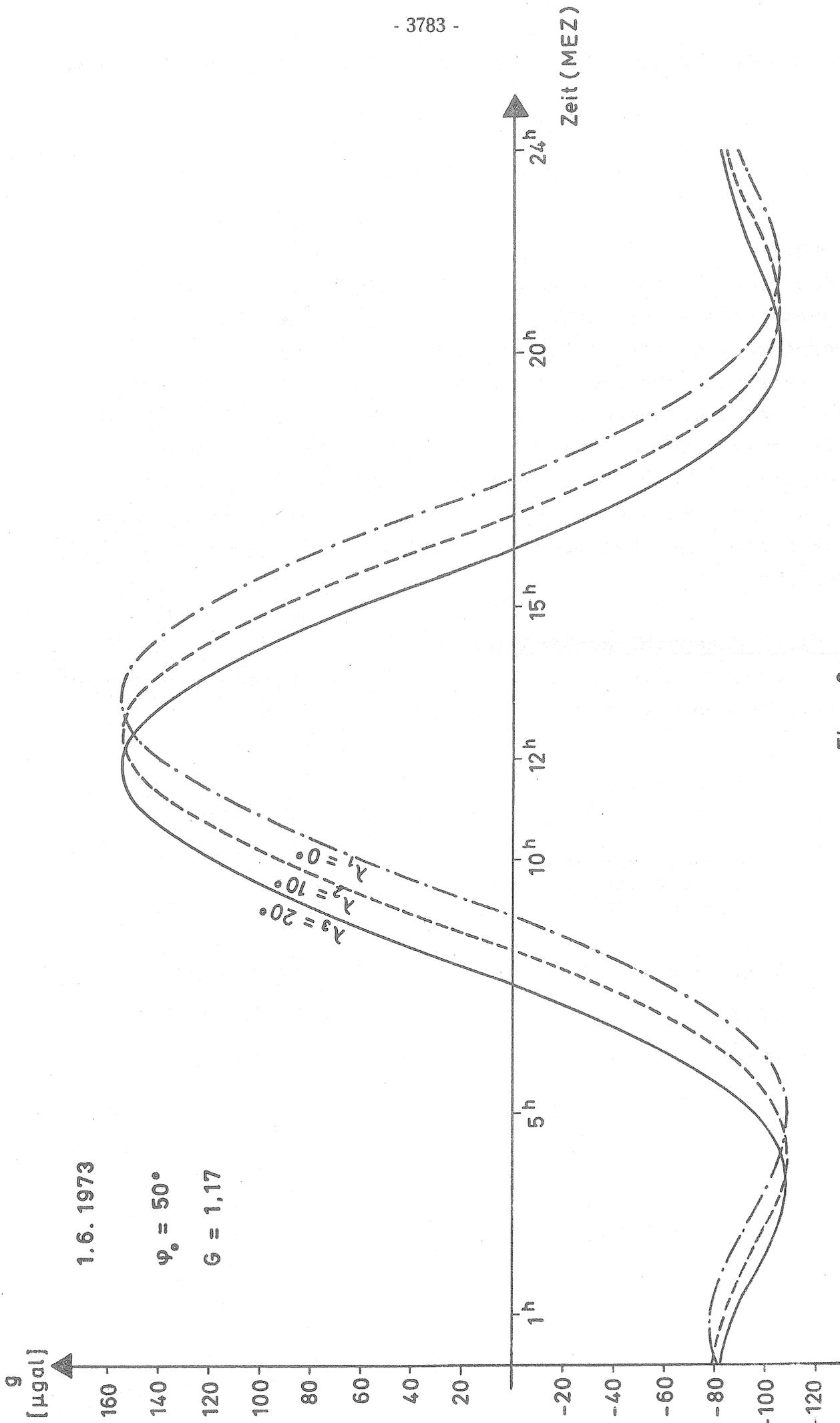
Einfluß von Breiten- und Längenfehler $\Delta\varphi$ und $\Delta\lambda$ auf die Gezeiten



Figur 1



Figur 2



Figur 3

THE CORRECTION OF TIDAL FORCE DEVELOPMENT TO ELLIPSOIDAL NORMAL.

H.-G. Wenzel

Institut für Theoretische Geodäsie Technische Universität Hannover

Summary

Tidal observations are generally carried out in a local coordinate system, which is orientated to the plumb line. Therefore the tidal force development has to be calculated by derivating the tidal potential development to the axes of the local coordinate system. The former generally neglected difference between geocentric and geographic latitude influences the amplitudes of vertical component until one half percent for stations with mean latitude. Compared with the accuracy of high precision tidal observations this difference can not be neglected.

1. Tidal potential development

Tidal potential is generally calculated as function of geocentric latitude, geocentric radius, longitude and time:

$$V = G \left(\frac{r}{r_0}\right)^2 \sum_0^2 M_j N_j + G \left(\frac{r}{r_0}\right)^3 \sum_0^3 M_j^* N_j^* \quad (1)$$

G = Doodson number
 r = geocentric radius
 r₀ = mean radius

$$\left. \begin{array}{ll} M_0 = \frac{1}{2} (1 - 3\sin^2 \psi) & M_0^* = 1.11803 \sin \psi (3 - 5\sin^2 \psi) \\ M_1 = \sin 2\psi & M_1^* = 0.72618 \cos \psi (1 - 5\sin^2 \psi) \\ M_2 = \cos^2 \psi & M_2^* = 2.59808 \sin \psi \cos^2 \psi \\ & M_3^* = \cos^3 \psi \end{array} \right\} (2)$$

$$N_j = \sum_1^k H_i \sin \phi_i \quad (3)$$

ψ = geocentric latitude

2. Tidal force development

Till now the "vertical component" of tidal force has been calculated as derivation of tidal potential to geocentric radius r ,

$$z' = -\frac{\delta V}{\delta r} = \sum_{j=0}^2 Z_j' \sum H_j \cos(\phi_j + \pi) + \sum_{j=0}^3 Z_j^{*'} \sum H_j^{*'} \cos(\phi_j^{*'} + \pi) \quad (4)$$

$$Z_j' = 2G \cdot \frac{r}{r_0^2} M_j \quad Z_j^{*'} = 3G \frac{r^2}{r_0^3} M_j^{*}$$

and the "NS-component" of tidal force as derivation of tidal potential to geocentric latitude ψ (see /1/,/2/,/3/),

$$x' = -\frac{\delta V}{r \delta \psi} = \sum_{j=0}^2 X_j' \sum H_j \cos \phi_j + \sum_{j=0}^3 X_j^{*'} \sum H_j^{*'} \cos \phi_j^{*'} \quad (5)$$

$$X_j' = G \cdot \frac{r}{r_0^2} \cdot \frac{\delta M_j}{\delta \psi} \quad X_j^{*'} = \frac{G r^2}{r_0^3} \cdot \frac{\delta M_j^{*}}{\delta \psi}$$

with the Geodetic coefficients

$Z_0' = G \cdot \frac{r}{r_0^2} (1 - 3 \sin^2 \psi)$	$X_0' = \frac{3}{2} G \frac{r}{r_0^2} \sin 2\psi$	}
$Z_1' = 2G \frac{r}{r_0^2} \sin 2\psi$	$X_1' = -2G \frac{r}{r_0^2} \cos 2\psi$	
$Z_2' = 2G \frac{r}{r_0^2} \cos^2 \psi$	$X_2' = G \frac{r}{r_0^2} \sin 2\psi$	
$Z_0^{*'} = 3.35409 \cdot G \frac{r^2}{r_0^3} \sin \psi (3 - 5 \sin^2 \psi)$	$X_0^{*'} = 3.35409 G \frac{r^2}{r_0^3} \cos \psi (5 \sin^2 \psi - 1)$	
$Z_1^{*'} = 2.17854 \cdot G \frac{r^2}{r_0^3} \cos \psi (1 - 5 \sin^2 \psi)$	$X_1^{*'} = 0.72618 G \frac{r^2}{r_0^3} \sin \psi (15 \cos^2 \psi - 4)$	
$Z_2^{*'} = 7.79424 \cdot G \frac{r^2}{r_0^3} \sin \psi \cos^2 \psi$	$X_2^{*'} = 2.59808 G \frac{r^2}{r_0^3} \cos \psi (2 - 3 \cos^2 \psi)$	
$Z_3^{*'} = 3G \frac{r^2}{r_0^3} \cos^3 \psi$	$X_3^{*'} = 3G \frac{r^2}{r_0^3} \sin \psi \cos^2 \psi$	

As we can see from (7), the EW-component need not concern us here. Because of derivating the tidal potential to geocentric radius resp. geocentric latitude, the tidal force components are of course not given in our measuring coordinate system, which is in good approximation orientated to ellipsoidal normal (it is really orientated to the plumb line with astronomical directions ϕ, Λ), as Fig. 1 shows.

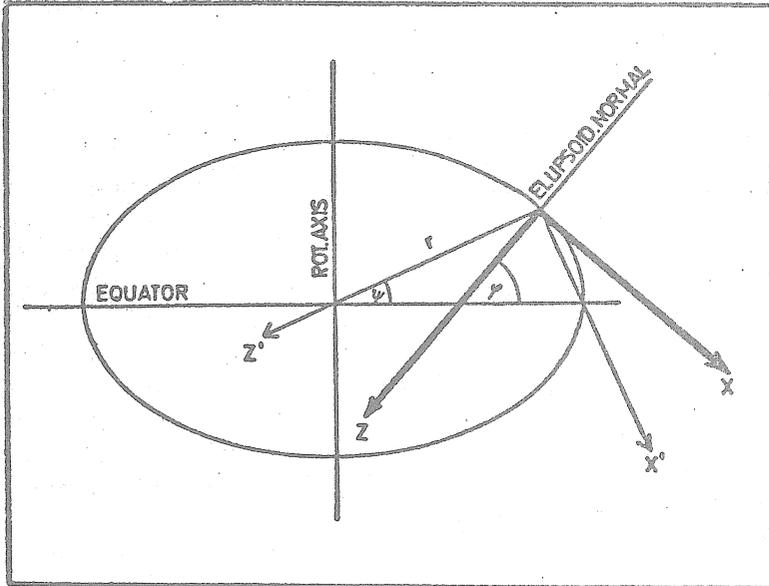


FIG.1.

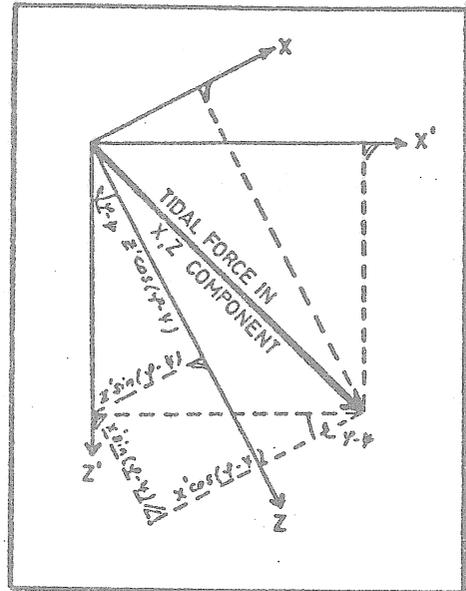


FIG.2.

To calculate the tidal force in the x, y, z -system we have to transform x', y', z' by

$$\begin{aligned} x &= x' \cos (\gamma - \psi) - z' \sin (\gamma - \psi) \\ y &= y' \\ z &= x' \sin (\gamma - \psi) + z' \cos (\gamma - \psi) \end{aligned} \quad (7)$$

as we can see from Fig. 2.

For a single wave we can introduce (4) and (5) in (7) by adding π to phases of NS-component:

$$\begin{aligned} x_1 &= -\cos (\gamma - \psi) X_j^0 H_1 \cos (\phi_1 + \pi) - \sin (\gamma - \psi) Z_j^0 H_1 \cos (\phi_1 + \pi) \\ y_1 &= y_1^0 \\ z_1 &= -\sin (\gamma - \psi) X_j^0 H_1 \cos (\phi_1 - \pi) + \cos (\gamma - \psi) Z_j^0 H_1 \cos (\phi_1 + \pi) \end{aligned} \quad (8)$$

We notice from equation (8) that the phases are not influenced from the transformation. For practical calculations we transform the Geodetic coefficients X_j^0, Z_j^0 resp. X_j^{0*}, Z_j^{0*} by

$$\begin{aligned} X_j &= X_j^0 (\cos (\gamma - \psi) + \frac{Z_j^0}{X_j^0} \cdot \sin (\gamma - \psi)) = X_j^0 \cdot a_j ; X_j^0 \neq 0 \\ Y_j &= Y_j^0 \\ Z_j &= Z_j^0 (\cos (\gamma - \psi) - \frac{X_j^0}{Z_j^0} \cdot \sin (\gamma - \psi)) = Z_j^0 \cdot b_j \end{aligned} \quad (9)$$

We call a_j, b_j resp. a_j^*, b_j^* the transformation functions to the ellipsoidal normal.

Transformation NS-component

Transformation of vertical comp.

$$a_0 = \cos(\varphi - \psi) + \frac{2 - 6 \sin^2 \psi}{3 \sin 2\psi} \sin(\varphi - \psi)$$

$$b_0 = \cos(\varphi - \psi) - \frac{3 \sin 2\psi}{2 - 6 \sin^2 \psi} \sin(\varphi - \psi)$$

$$a_1 = \cos(\varphi - \psi) - \tan 2\psi \sin(\varphi - \psi)$$

$$b_1 = \cos(\varphi - \psi) + \cot 2\psi \sin(\varphi - \psi)$$

$$a_2 = \cos(\varphi - \psi) + \cot \psi \sin(\varphi - \psi)$$

$$b_2 = \cos(\varphi - \psi) - \tan \psi \sin(\varphi - \psi)$$

$$a_0^* = \cos(\varphi - \psi) + \tan \psi \cdot \frac{3 - 5 \sin^2 \psi}{5 \sin^2 \psi - 1} \sin(\varphi - \psi)$$

$$b_0^* = \cos(\varphi - \psi) - \cot \psi \cdot \frac{5 \sin^2 \psi - 1}{3 - 5 \sin^2 \psi} \sin(\varphi - \psi)$$

$$a_1^* = \cos(\varphi - \psi) + \cot \psi \cdot \frac{3 - 15 \sin^2 \psi}{15 \cos^2 \psi - 4} \sin(\varphi - \psi)$$

$$b_1^* = \cos(\varphi - \psi) - \tan \psi \cdot \frac{15 \cos^2 \psi - 4}{3 - 15 \cos^2 \psi} \sin(\varphi - \psi)$$

$$a_2^* = \cos(\varphi - \psi) + \frac{3 \sin \psi}{2 - 3 \cos^2 \psi} \sin(\varphi - \psi)$$

$$b_2^* = \cos(\varphi - \psi) - \frac{2 - 3 \cos^2 \psi}{3 \sin \psi} \sin(\varphi - \psi)$$

$$a_3^* = \cos(\varphi - \psi) + \cot \psi \sin(\varphi - \psi)$$

$$b_3^* = \cos(\varphi - \psi) - \tan \psi \sin(\varphi - \psi)$$

For example, above transformation has made for station Hannover, results are given in Table 1. As we can see, for vertical component semidiurnal amplitudes and for NS-component diurnal amplitudes are mostly affected, but indeed the amplitudes of diurnal waves for NS-component are very small for mean latitudes and therefore the above mentioned deviation is practically neglectable compared with the accuracy of present observations.

Transformation for station Hannover

$$\varphi = 52^{\circ}387$$

$$\psi = 52^{\circ}202$$

$$\varphi - \psi = 0^{\circ}185$$

NS-component

Vertical component

$$a_0 = 1 - 0.0019$$

$$b_0 = 1 + 0.0054$$

$$a_1 = 1 + 0.0126$$

$$b_1 = 1 - 0.0008$$

$$a_2 = 1 + 0.0025$$

$$b_2 = 1 - 0.0042$$

$$a_0^* = 1 - 0.0002$$

$$b_0^* = 1 + 0.0436$$

$$a_1^* = 1 - 0.0098$$

$$b_1^* = 1 + 0.0011$$

$$a_2^* = 1 + 0.0088$$

$$b_2^* = 1 + 0.0012$$

$$a_3^* = 1 + 0.0025$$

$$b_3^* = 1 - 0.0042$$

Table 1

3. Example

We have made two analyses applying the method of Venedikov /3/ with data of 214^d from LaCoste-Romberg Model G gravimeter Nr. 298 in Hannover-station: one without (Table 2) und the other (Table 3) with correction to ellipsoidal normal. We can find - as predicted in Table 1 - differences until one half percent between the amplitude factors of semidiurnal waves (M2 and S2K2) calculated by both variants, which can not be neglected comparing the mean square errors of the amplitude factors. Calculations have been carried out with Control Data Cyber 76 of "Regionales Rechenzentrum für Niedersachsen, Hannover".

4. References

- /1/ P. Melchior: The Earth Tides, Pergamon Press, 1966
- /2/ T. Choinicki: Ein Verfahren zur Erdzeitenanalyse in
Anlehnung an das Prinzip der kleinsten Quadrate,
Mitteilungen aus dem Institut f. Theoretische
Geodäsie der Universität Bonn Nr. 15, 1973
- /3/ Venedikov, Paquet: Sur l'application d'une methode pour
l'analyse des marées terrestres à partir
d'enregistrements de longueurs arbitraires,
BIM Nr. 48, 1967

EUROPEAN TRANSVERSE PROFILE STATION HANNOVER W.GERMANY
 STATION HANNOVER NR.709 VERTICAL COMPONENT
 INSTITUT FUER THEORETISCHE GEODAESIE DER TU HANNOVER
 52.387N 9.712E H055M P2M D150KM
 GRAVIMETER LACOSTE-ROMBERG G NR.298 W.TORGE HANNOVER
 72.12.22 - 73.03.06 60 DAYS
 73.08.07 - 73.10.18 62 DAYS
 73.10.19 - 74.01.24 82 DAYS
 INSTALLATION H.G.WENZEL HANNOVER
 MAINTENANCE H.G.WENZEL HANNOVER
 THEORETICAL TIDES AFTER DOODSON DEVELOPMENT
 ANALYSISMETHOD VENEDIKOV
 CALIBRATED WITH FACTOR 1.00229 REFERRING TO DELTA 01 1.1642 FOR UCCLE STA
 INSTRUMENTAL LAG CORRECTED WITH PHI 01 0.41 DEG PHI M2 0.83 DEG REFERRING
 TO DPHI M2 3.16 DEG FOR UCCLE STATION
 NO AIRPRESSURECORRECTION

NOMBRE TOTAL DE JOURS 214

ONDES DIURNES		FACT.AMPL.	PHASES	
1 - 11	Q1	1.158024	-1.286	214GRAV298
		.011817	.585	214GRAV298
12 - 21	O1	1.155207	-.459	214GRAV298
		.002270	.112	214GRAV298
22 - 29	M1	1.120821	-.283	214GRAV298
		.059148	3.025	214GRAV298
30 - 40	P1S1K1	1.153058	-.267	214GRAV298
		.001495	.075	214GRAV298
41 - 45	J1	1.337477	2.357	214GRAV298
		.029256	1.254	214GRAV298
46 - 52	001	1.329651	8.823	214GRAV298
		.050914	2.197	214GRAV298
ERREUR Q.M.	D	3.184627	MYGAL	214GRAV298

ONDES SEMIDIURNES		FACT.AMPL.	PHASES	
1 - 5	2N2	1.175735	1.794	214GRAV298
		.030257	1.474	214GRAV298
6 - 9	N2	1.182582	1.367	214GRAV298
		.005674	.275	214GRAV298
10 - 14	M2	1.192357	1.588	214GRAV298
		.001150	.055	214GRAV298
15 - 19	L2	1.289281	-6.174	214GRAV298
		.064411	2.864	214GRAV298
20 - 27	S2K2	1.199208	.862	214GRAV298
		.002256	.110	214GRAV298
ERREUR Q.M.	SD	1.442332	MYGAL	214GRAV298

ONDES TERDIURNES		FACT.AMPL.	PHASES	
1 - 14	M3	1.046280	4.966	214GRAV298
		.036609	2.004	214GRAV298
ERREUR Q.M.	TD	.571809	MYGAL	214GRAV298

EUROPEAN TRANSVERSE PROFILE STATION HANNOVER W.GERMANY
 STATION HANNOVER NR.709 VERTICAL COMPONENT
 INSTITUT FUER THEORETISCHE GEODAESIE DER TU HANNOVER
 52.387N 9.712E H055M P2M D150KM
 GRAVIMETER LACOSTE-ROMBERG G NR.298 W.TORGE HANNOVER
 72.12.22 - 73.03.06 60 DAYS
 73.08.07 - 73.10.18 62 DAYS
 73.10.19 - 74.01.24 82 DAYS
 INSTALLATION H.G.WENZEL HANNOVER
 MAINTENANCE H.G.WENZEL HANNOVER
 THEORETICAL TIDES AFTER DOODSON DEVELOPMENT CORRECTED TO ELLIPSOIDAL
 ANALYSIS METHOD VENEDIKOV NORMAL
 CALIBRATED WITH FACTOR 1.00229 REFERRING TO DELTA O1 1.1642 FOR UCCLE ST.
 INSTRUMENTAL LAG CORRECTED WITH PHI O1 0.41 DEG PHI M2 0.83 DEG REFERRING
 TO DPHI M2 3.16 DEG FOR UCCLE STATION
 NO AIRPRESSURE CORRECTION

NOMBRE TOTAL DE JOURS 214

ONDES DIURNES		FACT.AMPL.	PHASES	
1 - 11	Q1	1.158909	-1.287	214GRAV298
		.011827	.585	214GRAV298
12 - 21	O1	1.166196	-.459	214GRAV298
		.002272	.112	214GRAV298
22 - 29	M1	1.122520	-.324	214GRAV298
		.059249	3.026	214GRAV298
30 - 40	P1S1K1	1.154029	-.267	214GRAV298
		.001497	.075	214GRAV298
41 - 45	J1	1.338580	2.357	214GRAV298
		.029284	1.254	214GRAV298
46 - 52	001	1.331130	8.837	214GRAV298
		.050955	2.197	214GRAV298
ERREUR Q.M.	D	3.185028	MYGAL	214GRAV298

ONDES SEMIDIURNES		FACT.AMPL.	PHASES	
1 - 5	2N2	1.180336	1.796	214GRAV298
		.030378	1.475	214GRAV298
6 - 9	N2	1.187252	1.367	214GRAV298
		.005697	.275	214GRAV298
10 - 14	M2	1.197391	1.588	214GRAV298
		.001154	.055	214GRAV298
15 - 19	L2	1.298389	-6.200	214GRAV298
		.064869	2.864	214GRAV298
20 - 27	S2K2	1.204267	.862	214GRAV298
		.002266	.110	214GRAV298
ERREUR Q.M.	SD	1.442397	MYGAL	214GRAV298

ONDES TERDIURNES		FACT.AMPL.	PHASES	
1 - 14	M3	1.050695	4.966	214GRAV298
		.036764	2.004	214GRAV298
ERREUR Q.M.	TD	.571809	MYGAL	214GRAV298

CALCUL DES CARACTERISTIQUES DE PHASES DES GRAVIMETRES ASKANIA POUR LA MESURE DU RETARD DES MAREES TERRESTRES

par

V.A. Volkov et N.N. Pariiskii

Etude des déformations de marées de la Terre
Acad. Naouk SSSR, Institut de Physique de la Terre Schmidt Moscou pp. 34-44 1973.

Abrégé

Le retard des marées terrestres peut être déterminé par les observations du retard des variations de marées de la force de pesanteur $\Delta\varphi_g$. Conformément à Slichter [3]

$$\theta = \frac{\delta}{\delta - 1} T \Delta\varphi_g. \quad (1)$$

Cependant les retards des variations de marées de la force de pesanteur mesurées à l'aide des gravimètres "Askania" sont perturbés par un effet instrumental important.

1. La méthode du processus de transfert par analyse de la fonction de sortie $x(t)$ lors de l'influence dans le système dans la forme du déplacement isolé $f(t)$

En utilisant les transformations de Fourier, nous avons

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(i\omega) e^{i\omega t} d\omega,$$

où

$$F(i\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt.$$

Alors

$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(i\omega) \Phi(i\omega) e^{i\omega t} d\omega = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} X(i\omega) e^{i\omega t} d\omega,$$

où

$$X(i\omega) = F(i\omega) \Phi(i\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt;$$

$\Phi(i\omega)$ est la fonction de transfert, déterminant complètement les caractéristiques d'amplitude $U(\omega)$ et de phase $\alpha(\omega)$ du système proposé par la forme linéaire

$$\Phi(i\omega) = P(\omega) + i Q(\omega) = U(\omega) e^{i\alpha(\omega)};$$

$$U(\omega) = \sqrt{P^2(\omega) + Q^2(\omega)}; \quad \alpha(\omega) = \arctg \frac{Q}{P}.$$

Dans notre cas

$$f(t) = 0 \text{ pour } t < 0; \quad f(t) = H \text{ pour } t > 0.$$

La fonction de sortie $x(t)$ peut être représentée sous la forme

$$x(t) = \sum_{k=1}^n H_k (1 - e^{-\frac{t}{\tau_k}}).$$

Alors

$$\Phi(i\omega) = \sum_K H'_K (1 + \omega^2 \tau_K^2)^{-1} - i \sum_K H'_K \omega \tau_K (1 + \omega^2 \tau_K^2)^{-1},$$

où

$$\frac{H_K}{\sum H_K} = H'_K \quad \text{et} \quad \sum H'_K = 1.$$

L'expérience a montré que dans l'expression de $x(t)$ il est suffisant de se limiter aux deux premiers termes. Pour le terme principal $\tau_2 = 4$ à 9 min. et H'_2 est voisin de l'unité et pour le terme complémentaire $\tau_1 \ll \tau_2$ et H'_1 est faible.

Dans ce cas

$$\alpha \cong \arctg \frac{\omega \tau_2 (1 + \omega^2 \tau_2^2 + \frac{H'_1 \tau_1}{H'_2 \tau_2})}{1 + \omega^2 \tau_2^2 + \frac{H'_1}{H'_2}}$$

$$U(\omega) = \frac{1 - H'_2 \omega^2 \tau_2^2}{\cos \alpha} \quad (2)$$

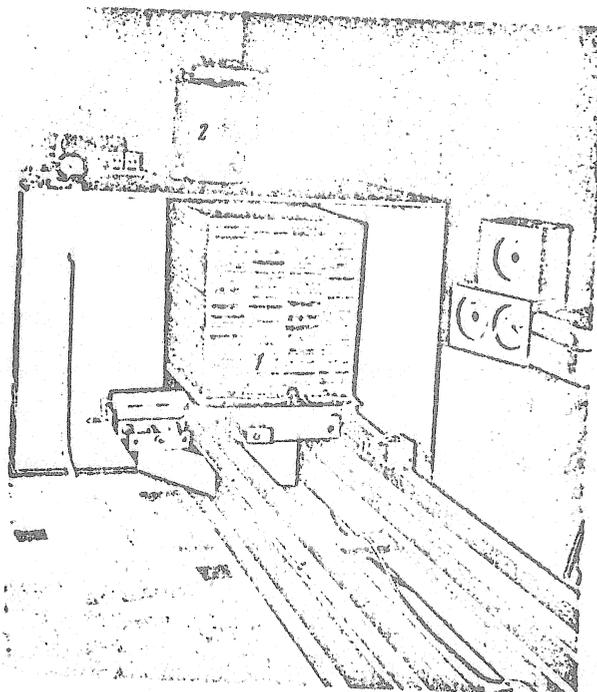


Fig. 1 - Plate-forme d'étalonnage des gravimètres

- 1 - la masse mobile
- 2 - le gravimètre étudié

Pour déterminer x et $U(\omega)$ par cette méthode pour chacun des gravimètres, on a fait 20 à 25 déplacements. Les résultats sont donnés dans la table 1.

Pour l'appareil n° 135, les calculs ont été faits sans tenir compte du premier exposant. La détermination du retard \mathcal{R} par cette méthode pour l'un des gravimètres (N° 124) a été faite par l'attribution du déplacement $f(t)$ au pendule non pas par la variation de la tension du ressort par la vis mais par l'introduction rapide sous le gravimètre de la masse de plomb d'un poids de $3T$ sur l'installation spéciale représentée sur la figure 1. Le déplacement du pendule a ainsi correspondu à la variation de la force de pesanteur de $\pm 60 \mu\text{gal}$ ($\approx 16 \text{ mm}$ sur l'enregistrement).

Les résultats obtenus pour les différents déplacements pour le gravimètre n° 124 par les deux procédés sont donnés à la table 2.

Table 2

Valeurs τ_2 , H'_2 et $x(M_2)$ pour l'appareil n° 124 (1967)

Déplacement par la vis				Déplacement par la masse							
Date	τ_2 , мин	H'_2 , %	$x(M_2)$, °	Date	τ_2 , мин	H'_2 , %	$x(M_2)$, °	Date	τ_2 , мин	H'_2 , %	$x(M_2)$, °
11.1V	9,46	93,6	4,25	4.1Y	9,14	93,6	4,12	11.1Y	10,43	92,3	4,63
	10,48	95,5	4,84		8,15	92,7	3,64	21.1Y	8,30	94,2	3,82
12.1V	9,15	94,0	4,14		9,50	94,5	4,33		10,41	95,6	4,80
	9,50	95,1	4,37	5.1Y	7,63	97,3	3,58	24.1Y	10,66	93,3	4,80
13.1V	9,44	94,4	4,34		7,76	94,3	3,54		10,11	96,7	4,71
	9,28	94,2	4,21		6,94	91,3	3,05	25.1Y	9,28	92,0	4,11
14.1V	9,28	95,1	4,27		8,87	96,0	4,11		10,85	95,5	3,00
	9,64	93,2	4,33	7.1Y	8,68	94,2	3,94	5.Y	11,58	94,8	5,30
15.1V	9,30	95,3	4,27		11,22	96,1	5,20		10,33	95,8	4,77
	9,30	92,6	4,15	8.1Y	7,79	95,8	3,59	6.Y	7,59	95,0	3,48
16.1V	9,68	95,9	4,48		10,27	95,5	4,73		11,21	95,7	5,17
	9,86	93,0	4,42		10,22	98,4	4,84	7.Y	8,83	94,6	4,03
17.1V	9,16	98,3	4,34		7,88	95,8	3,63		11,49	95,0	5,26
	9,58	95,7	4,42	9.1Y	8,56	94,3	3,90		11,63	94,9	5,31
18.1V	8,77	98,4	4,16		8,80	95,7	4,06				
	9,30	95,5	4,28	10.1Y	9,50	96,0	4,55				
21.1V	9,79	95,8	4,54		7,08	97,5	3,32				
	9,40	93,6	4,24	10.1Y	9,86	91,2	4,34				
	10,17	95,8	4,70		9,22	96,4	4,28				
Moyenne	9,50	95,0	4,35						9,39	94,9	4,30
	$\pm 0,09$	$\pm 0,36$	$\pm 0,04$						$\pm 0,26$	$\pm 0,29$	$\pm 0,11$

2. Méthode de la variation périodique de la force de pesanteur agissant sur le gravimètre à l'aide d'une charge mobile

La variation périodique de la force de pesanteur est produite sur la plate-forme d'étalonnage des gravimètres (fig. 1) par le déplacement régulier du chariot portant un poids de 3T entre les deux positions fixes pour l'une desquelles la charge se trouve sous le gravimètre et pour l'autre à une distance de 1 m. Une périodicité de 6h a été maintenue avec une grande précision (environ 0,05 %). Les

instants d'inversion du mouvement du chariot sont fixés automatiquement avec une précision de 1 sec et ont déterminé les instants de phase zéro du signal d'entrée. La séparation de l'onde de six heures a permis de déterminer le retard instrumental du système gravimètre-galvanomètre. Les marques horaires ont été faites sur l'enregistrement à chaque demi-heure à partir d'horloges à quartz.

L'extraction de l'onde de six heures a été faite par deux procédés : par analyse harmonique et d'après les formules de transformation directe de Fourier (analyse spectrale). L'analyse harmonique a exigé l'utilisation de 258 ordonnées successives toutes les demi-heures. L'analyse a été faite avec un déplacement toutes les demi-heures. Les résultats moyens pour chacune des séries d'observations sont donnés dans la table 3.

Table 3

Retard de phase x et amplitude A pour le gravimètre GS-11 n° 124 déterminés par différentes méthodes ($T_0=6^h$)

Période d'observation	Masse mobile				Plate-forme verticale			
	Analyse harmonique		Analyse spectrale		Période d'observation	Analyse spectrale		
	A, MM	$x, ^\circ$	A, MM	$x, ^\circ$		A, MM	$x, ^\circ$	
8-18.VIII 1966 r.	8,62	10,70	8,60	10,76	18-26.IX 1968 r.	21,01	11,33	
1-18.II 1967 r.	8,44	8,34	8,42	8,15	1-9.X	19,35	7,88	
20-27.II	8,22	9,06	8,20	8,71				
4-16.III	8,23	10,89	8,18	11,46				
moyenne	8,38	-9,75	8,35	-9,77		20,18	-9,6	
	$\pm 0,11$	$\pm 0,62$	$\pm 0,12$	$\pm 0,79$				
$\% \text{ onde } M_2$		-4,7		-4,7			-4,6	

Dans le second procédé de transformée directe de Fourier, on a utilisé de 300 à 670 ordonnées consécutives (chaque demie-heure) pour chaque détermination de l'amplitude et de la phase. Ces déterminations ont été faites avec un déplacement de 2.5 heures (21 déplacements). Les résultats pour l'une des séries sont donnés à la figure 2.

La convergence des résultats moyens des deux procédés est très bonne. Quant à la concordance interne, elle est sensiblement meilleure pour la méthode spectrale. La méthode des observations et la réduction sont décrites en détail dans les travaux [9,10].

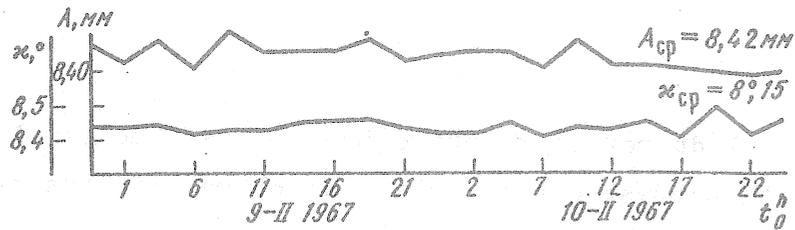


Fig. 2 - Déphasage x et amplitude A pour le gravimètre GS-11 n° 124 (masse en mouvement, période 6h).

3. Méthode de variation périodique de la force de pesanteur avec enregistrement sur une plate-forme oscillant verticalement

A la station de Krasnaya Pachra on a monté une plate-forme verticale oscillatoire (fig. 3) sur laquelle on peut installer simultanément deux gravimètres. La plate-forme peut accomplir des oscillations harmoniques verticales avec une amplitude double de 60 cm et avec différentes périodes T_0 . La position de la plate-forme est enregistrée automatiquement sur une bande photographique, déterminant ainsi la phase de la variation de départ "artificielle" de la force de pesanteur.

On n'a obtenu jusqu'à présent par cette méthode que des résultats préliminaires pour une période de 6 heures dont une image d'enregistrement est donnée sur la fig. 4.

Les résultats obtenus pour les deux séries de huit jours pour le gravimètre n° 124 sont donnés dans la table 3. Bien que la divergence entre les deux séries soit grande, la moyenne coïncide bien avec les résultats obtenus à l'aide de la masse mobile $x(M_2) = -4^{\circ}, 4 \pm 0^{\circ}, 04$.

Pour le gravimètre n° 180, la convergence des deux séries d'observations était sensiblement meilleure : la série I donne $x_6 = -3;7$, la série II donne $-x_6 = -3;2$, d'où pour l'onde M_2 nous obtiendrons en moyenne $x(M_2) = -1;07$.

Le calcul du retard de phase pour la période de l'onde M_2 a été fait dans l'hypothèse que le retard de phase est inversement proportionnel à la période (voir formule (2)).

Nous donnons dans la table 4 les valeurs du retard de phases pour les quatre ondes de marées principales obtenues par les observations avec les gravimètres n° 124, 135, 126 et 134 et corrigées du retard instrumental et de l'effet indirect des zones lointaines des marées océaniques calculé par Pertsev [11] .

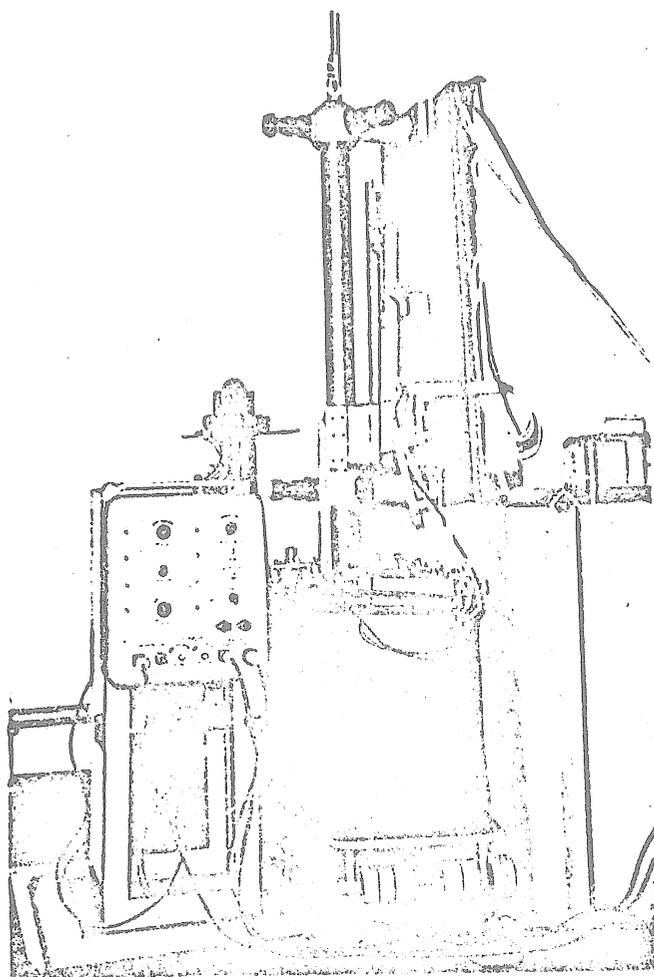


Fig. 3 - Plate-forme oscillante verticale.

Pour l'onde M_2 aux stations de Talgar, Tachkent et Frounze (les plus sûres), le retard des marées de la pesanteur calculé pour les deux gravimètres avec des poids proportionnels à la durée des observations est égal à

$$\Delta\varphi_g(M_2) = - 0;35 \pm 0;09$$

Table 4

Valeurs $\Delta\varphi_g$ et de leurs erreurs standard

Station	Nombre de jours M_2	GS -11 № 126				Nombre de jours	GS -11 № 134			
		S_2	K_1	O_1	M_2		S_2	K_1	O_1	
Tachkent	175	-0,8 $\pm 0,1$	-1,2 $\pm 0,2$	-0,2 $\pm 0,2$	+0,3 $\pm 0,2$	175	-0,8 $\pm 0,1$	-1,2 $\pm 0,2$	-0,1 $\pm 0,1$	-0,7 $\pm 0,2$
Frounze	195	-0,5 $\pm 0,1$	-1,1 $\pm 0,3$	+1,0 $\pm 0,3$	+0,1 $\pm 0,3$	227	-0,4 $\pm 0,1$	-4,2 $\pm 0,3$	+0,4 $\pm 0,2$	+0,7 $\pm 0,3$
Talgar	1877	-0,4 $\pm 0,1$	-2,2 $\pm 0,4$	-0,1 $\pm 0,2$	+0,3 $\pm 0,1$	1165	-0,1 $\pm 0,2$	-1,2 $\pm 0,7$	+1,0 $\pm 0,5$	+0,4 $\pm 0,6$
Moyenne pondérée		-0,4 $\pm 0,1$	-2,0 $\pm 0,3$	-0,1 $\pm 0,1$	+0,4 $\pm 0,1$		-0,2 $\pm 0,2$	-1,6 $\pm 0,8$	+0,8 $\pm 0,3$	+0,3 $\pm 0,3$
Moyenne pondérée pour l'onde M_2 pour les deux instruments -0,35 \pm 0,09										
		GS -11 № 135					GS -11 № 124			
Lantschou	60	-0,9 $\pm 0,8$	-3,3 $\pm 0,5$	-0,7 $\pm 0,7$	-0,7 $\pm 0,8$	60	-1,7 $\pm 0,8$	-2,4 $\pm 0,5$	-1,1 $\pm 0,7$	+1,2 $\pm 0,8$
Kiev	180	+1,9 $\pm 0,7$	+0,7 $\pm 1,1$	+0,3 $\pm 0,8$	+2,9 $\pm 0,9$	165	+1,3 $\pm 0,4$	+1,7 $\pm 0,6$	-0,3 $\pm 0,3$	+2,4 $\pm 0,5$
Krasnaya Pachra						90	-0,7 $\pm 0,3$	+0,3 $\pm 0,1$	+1,0 $\pm 0,3$	-0,7 $\pm 0,3$
Moyenne pondérée		+1,2	-0,3	+0,05	+2,0		+0,15 $\pm 0,9$	+0,5 $\pm 1,1$	-0,1 $\pm 0,5$	+1,3 $\pm 0,9$

Remarque : Pour la station de Talgar, l'erreur a été calculée d'après la convergence entre les séries d'observations, pour les autres stations d'après la convergence à l'intérieur de la série.

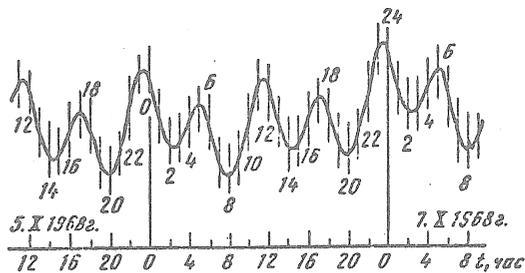


Fig. 4 - Enregistrement des indications du gravimètre GS-11 n° 124 sur la plate-forme verticale

Le retard de l'onde M_2 conformément à la formule (1) en en prenant $\delta(M_2) = 1,172$ sera égal à $\theta = - 1;2 \pm 0;3$.

Conformément à [1] pour expliquer le ralentissement séculaire de la rotation de la Terre, il suffit, d'après Spencer-Jones, d'un retard de $- 2;1$; si l'on se sert des résultats obtenus par De Sitter, alors il faut un retard de $- 3;5$.

Cependant, nous considérons qu'il est trop tôt pour tirer une conclusion définitive sur l'influence du retard des marées terrestres sur la rotation de la Terre.

Iou. S. Dobrokhotov et D.G. Gridniev ont pris une part importante dans la création et le réglage de la plate-forme oscillatoire; B.P. Pertsev et S.N. Barsenkov, dans la méthode d'analyse; F.N. Gouseiev dans les observations à Obninsk. Les auteurs leur présentent leurs remerciements.

BIBLIOGRAPHIE

1. N.N. Pariiskii - Sur l'influence des marées terrestres sur le ralentissement séculaire de la rotation de la Terre.
Revue Astronomique Ac. des Sc. URSS, 1960. T. XXXVII, publ. 3
2. M.S. Molodenskii - Influence de la viscosité dans la phase des marées terrestres.
Izv. Ac. des Sc. URSS, série Géoph. 1960, N° 10
3. L. B. Slichter - Note concerning a common large error in estimating the energy dissipation associated with gravity tides.
Marées Terrestres. Bull. Inform. 1960, N° 21
4. K. Gerke, B. Brein - Bericht über die vom Institut für angewandte Geodäsie (II.Abt.DCFI) in Rahmen des ACI durchgef. Gravimeter-registr. Commun Obs. roy. Belg., N° 14, Ser. Geophys., 1958, N° 47
5. R. Lecolazet, L. Steinmetz - Sur un procédé d'étalonnage des enregistrements gravimétriques du North American.
III Sympos. Internat. Marées Terr., Boll. Geofis. Anno II, N°60, 1960
6. P. Melchior - Marées Terrestres M., "Mir" 1968
7. P.S. Korba, I.A. Ditchko - Sur les conséquences de l'amortissement lors des observations des variations de la force de pesanteur avec le gravimètre "Askania" Ac. des Sc. Ukraine 1965, N° 8
8. V.A. Volkov - Détermination des caractéristiques de phases des systèmes enregistreurs de marées gravimètre-galvanomètre. Publ. "Variations de marées de la force de pesanteur" M. "Naouka" 1964
9. V.A. Volkov, N.N. Pariiskii, B.P. Pertsev - Premiers résultats de la détermination de la caractéristique de phase du système enregistreur de marées gravimètre-galvanomètre à l'aide du poids mobile.
Publ. "Observations géophysiques complexes à Obninsk, Ac. des Sc. URSS, Inst. Phys. Terre. Obninsk 1970.

10. V.A. Volkov, F.P. Goussieiva, S.N. Barsenkov - Détermination des caractéristiques dynamiques du système enregistreur de marées gravimètre-galvanomètre à l'aide de la plate-forme d'étalonnage des gravimètres.
Publ. "Mouvements lents de l'écorce terrestre" M. "Naouka" 1972

11. B.P. Pertsev - The effect of ocean tides upon earth tide observations.
VI Sympos. Internat. Marées Terr., Communs Obs. Roy. Belg. Série Géophys. 1970, N° 96.

OBSERVATIONS DES MAREES DE LA PESANTEUR A KRASNAIA PACHRA

par

D.G. Gridniev, M.V. Ivanova et V.A. Volkov

Etude des déformations de marées de la Terre
Acad. Naouk SSSR, Institut de Physique de la Terre Schmidt Moscou pp. 44-50 1973

Abrégé

Les coefficients d'étalonnage k ont été déterminés en tenant compte de la non-linéarité de la dérive de l'appareil d'après le procédé de B.P. Pertsev [8, 9] (Table 1).

La réduction des observations a été faite avec un coefficient d'échelle constant c obtenu d'après la formule $c = \alpha/k_{\text{moy}}$ où est la valeur de division de la vis du gravimètre en mgal. Pour le gravimètre n° 124, 1 mm d'ordonnée correspond à 3,875 μgals et pour le gravimètre n° 180, 1 mm correspond à 4,237 μgals .

L'analyse harmonique de B.P. Pertsev [10] pour les cinq ondes de marées principales M_2 S_2 N_2 K_1 O_1 a été faite avec glissement d'un jour, ce qui a donné 46 valeurs pour le gravimètre n° 180. Les valeurs moyennes δ et $\Delta\psi$ en tenant compte des corrections de l'effet indirect des zones éloignées des marées océaniques [11] du retard instrumental [12] de l'effet d'inertie [13] et du zéro de l'échelle microscope-micromètre sont donnés à la table 2.

On a obtenu, pour les ondes diurnes et pour les deux appareils, des valeurs δ un peu plus grandes que celles qui ont été obtenues précédemment [14, 15]. Nous donnons sur les figures 1 à 3 les graphiques des valeurs δ et $\Delta\psi$ pour les deux appareils. D'importantes variations de ces valeurs ont exigé l'étude de la dérive des gravimètres et de la température de la salle.

Table 1

Coefficients d'étalonnage

Gravimètre n° 124			Gravimètre n° 180		
Jour moyen des observations	K,MM	ΔM	Jour moyen des observations	K,MM	ΔM
17.XII 1969 r.	20,88	4,45	4.XI 1968 r.	37,81	5,23
18.1	21,26	10,10	17.XII	39,88	3,76
29.1	21,04	10,06	18.1 1969 r.	38,71	5,55
4.II	21,06	6,62	29.1	36,33	5,18
10.II	21,62	11,76	10.II	36,98	4,79
Moyenne	21,24			37,86	

Table 2

Résultats de l'analyse harmonique

	δ				$\Delta \varphi, ^\circ$			
	M_2	S_2	K_1	O_1	M_2	S_2	K_1	O_1
	Гравиметр № 124							
Valeurs observées	1,215	1,198	1,170	1,225	-3,0	-4,8	-2,4	-1,9
Corrections :								
instrumentale	+0,003	+0,003	+0,001	+0,001	+4,4	+4,5	+2,3	+2,1
retard	-0,009	+0,022	-0,010	-0,005	+1,3	+0,6	-0,2	0,0
effet indirect	-0,004	-0,004	-0,001	-0,001	-	-	-	-
effet d'inertie microscope	-0,008	-0,008	-0,008	-0,008	-	-	-	-
Valeurs corrigées	1,197	1,211	1,152	1,212	+2,7	+0,3	-0,3	+0,2
	Gravimètre n° 180							
Valeurs observées	1,194	1,127	1,198	1,188	-0,5	-2,6	-0,1	-0,2
Corrections :								
instrumentale	+0,001	+0,001	0	0	+1,7	+1,8	+0,9	+0,8
retard	-0,009	+0,022	-0,010	-0,005	+1,3	+0,6	-0,2	0,0
effet indirect	-0,004	-0,004	-0,001	-0,001	-	-	-	-
effet d'inertie microscope	+0,006	+0,006	+0,006	+0,006	-	-	-	-
Valeurs corrigées	1,188	1,152	1,193	1,188	+2,5	-0,2	+0,6	+0,6
Moyenne	1,192	1,182	1,172	1,200	+2,6	+0,05	+0,15	+0,4

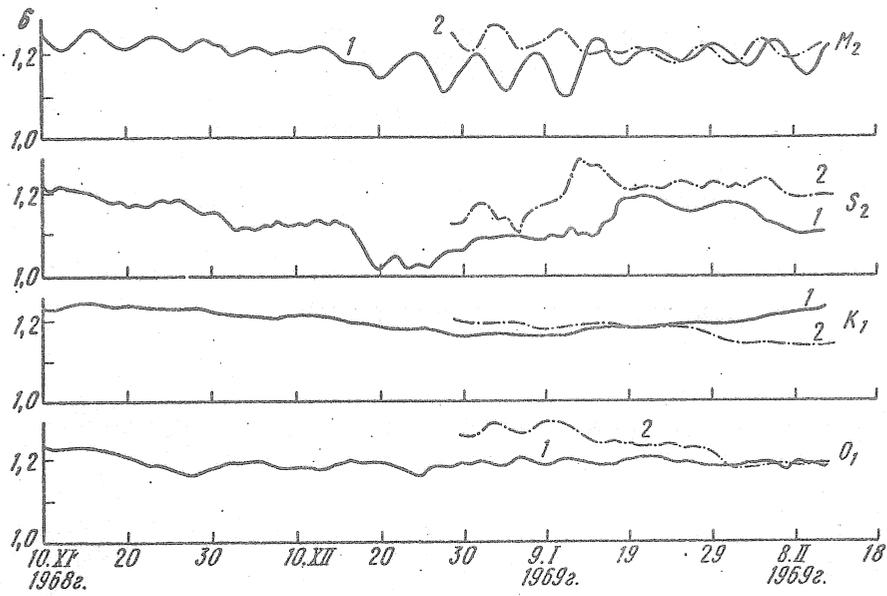


Fig. 1 - Valeur δ pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1
1 = n° 124
2 = n° 180

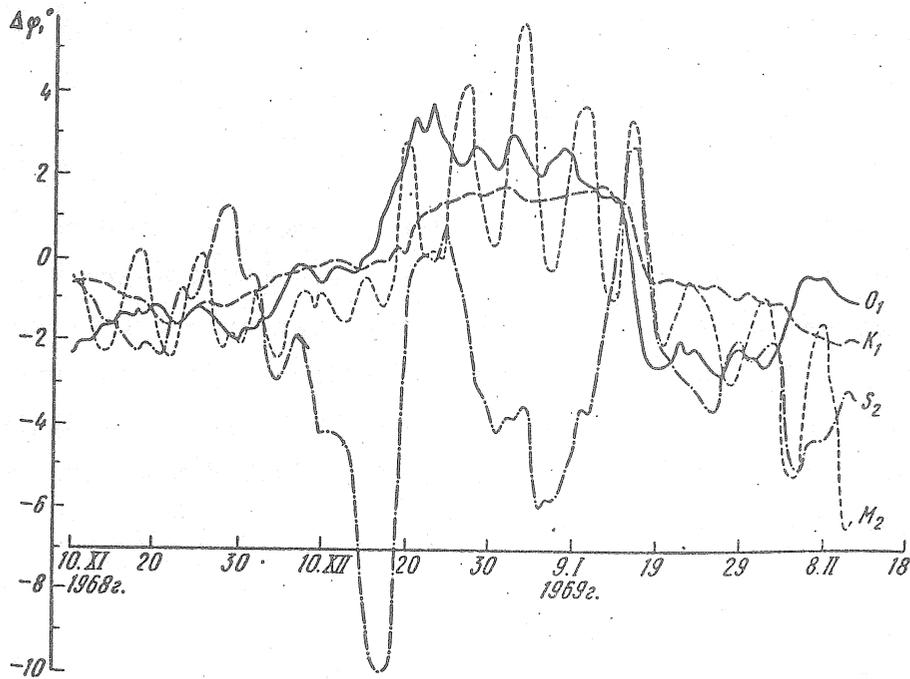


Fig. 2 - Retard de phase des ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 (gravimètre n° 180)

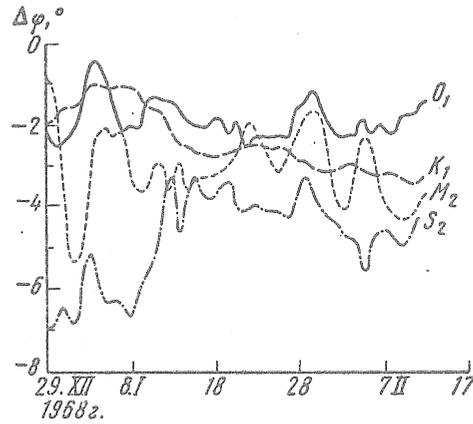


Fig. 3 - Retard de phase des ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 (gravimètre n° 124)

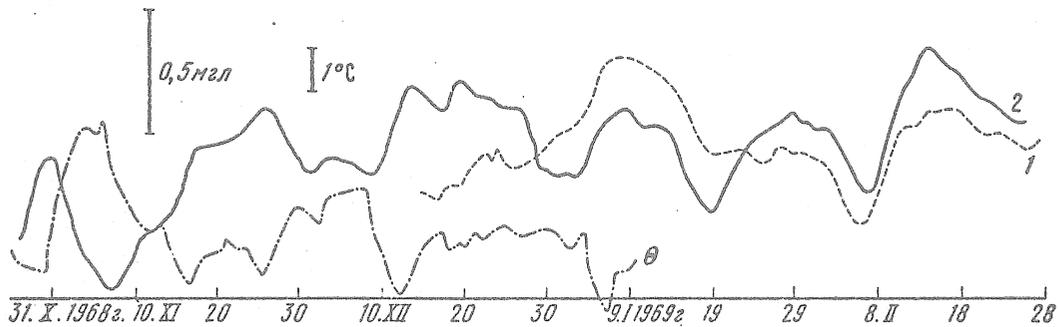


Fig. 4 - Température dans la salle θ et dérive des gravimètres

1 = n° 124

2 = n° 180

On a séparé des ordonnées des courbes observées la dérive des gravimètres d'après le procédé de B.P. Pertsev [16] (figure 4). Une assez bonne concordance du déplacement des dérives des deux gravimètres témoigne de l'action de facteurs extérieurs perturbateurs notamment la variation de la température. Quand la température diminue dans la salle, la dérive est positive (le pendule dévie vers le haut); quand elle augmente, elle est négative.

BIBLIOGRAPHIE

1. Iou. S. Dobrokhotov, A.E. Ostrovskii, B.P. Pertsev - Stations gravimétriques et élinométriques pour l'observation des marées terrestres. M. Edit. Ac. des Sc. URSS, 1961
2. N.N. Pariiskii, D.G. Gridniev, S.N. Barsenkov, Iou. K. Saritcheva, M.V. Kramer - Variations de marées de la force de pesanteur à Tachkent. Publ. "Etude des marées terrestres (gravimétrie)", N° 3 Edit. Ac. des Sc. d'URSS, 1963

4. S.N. Barsenkov, V.A. Volkov, D.G. Gridniev, M.V. Kramer, N.N. Pariiskii - Variations de marées de la force de pesanteur à Talgar, déterminées par la méthode glissante d'après les observations de 19 mois par deux gravimètres.
Publ. "Marées terrestres et structure interne de la Terre"
M. "Naouka", 1967
5. V.A. Volkov, V.N. Michatkin - Essai de stabilisation de la tension sur les thermostats des gravimètres GS-11 au moment des observations de marées.
Publ. Observations géophysiques complexes à Obninsk. "Inst. de Phys. de la Terre de l'Ac. des Sc. d'URSS Obninsk, 1970
6. D.G. Gridniev, M.V. Ivanova, Iou. S. Dobrokhotov - Observations des variations de marées de la force de pesanteur à la station de Krasnaya Pachra par le gravimètre GS-12 n° 180.
Publ. Mouvements lents de l'écorce terrestre. M. "Naouka" 1972
7. D.G. Gridniev - Procédé graphique de comblement des lacunes jusqu'à deux jours dans les observations des marées terrestres.
Publ. Marées terrestres et structure interne de la Terre.
M. "Naouka" 1967
8. B.P. Pertsev - Essai de détermination des coefficients d'étalonnage de l'enregistrement lors des observations de variations de marées de la force de pesanteur.
"Recherches gravimétriques" N° 1, M. Edit. Ac. des Sc. URSS, 1960
9. Iou. S. Dobrokhotov - Erreurs de détermination du coefficient d'étalonnage lors de l'enregistrement des marées provoquées par la dérive
Publ. "Etude des marées terrestres (gravimétrie)" N° 3.
M. Edit. Ac. des Sc. 1963
10. B.P. Pertsev - Analyse harmonique des marées élastiques.
Izv. Ac. des Sc. URSS Série Géophys. 1958, N° 8
11. B.P. Pertsev - The effect of ocean tides upon earth tide observations. VI Sympos. Internat. Marées Terr., Communs Obs. Roy. Belg., Ser. Geophys., 1970, N° 96
12. V.A. Volkov, N.N. Pariiskii - The effect of phase characteristics of Askania gravimeters upon measurements of phase lags in tidal observations. VI Sympos. Internat. Marées Terr. Communs Obs. roy. Belg., Ser. Geophys., 1970, N° 96
13. N.N. Pariiskii - Correction des accélérations verticales lors des observations des variations de marées de la force de pesanteur.
Publ. "Recherches gravimétriques" N° 1. M. Edit. Ac. des Sc. URSS, 1960.

14. Iou. S. Dobrokhotov - Observations réitératives des variations de marées de la force de pesanteur à Krasnaya Pachra.
Publ. "Etude des marées terrestres (gravimétrie)" N° 3. M. Edit. Ac. des Sc. URSS, 1963.
15. D.G. Gridniev - Enregistrement des variations de marées de la force de pesanteur à Krasnaya Pachra par le gravimètre stationnaire à quartz avec l'enregistrement photo-électrique des indications.
Publ. "Marées terrestres et structure interne de la Terre".
M. "Naouka", 1967
16. B.P. Pertsev - Sur le calcul de la dérive au moment des observations des marées élastiques.
Izv. Ac. des Sc. URSS, série Géophys. 1955, N° 4
17. V.A. Volkov, D.G. Gridniev - Etude de la dépendance des indications des gravimètres GS-11 (124, 135) en fonction de la température.
Publ. "Marées Terrestres et structure interne de la Terre"
M. "Naouka" 1967.

MAREES DE LA PESANTEUR A OBNINSK

par

V.A. Volkov, F.P. Gouseva, lou. S. Dobrochotov et M.V. Ivanova

Etude des déformations de marées de la Terre
Acad. Naouk SSSR, Institut de Physique de la Terre Schmidt Moscou pp. 50-59 1973

Abrégé.

La valeur de la division micrométrique du gravimètre a été contrôlée comme à l'habitude, depuis le début des observations (gravimètres n° 124 et 135) et après leur réalisation (n° 124) par la bille d'étalonnage. Les résultats des mesures de contrôle (table 1) témoignent de ce qu'elle n'a pratiquement pas changé avec le temps.

Table 1

Résultats des déterminations de la valeur de division

Гравиметр № 124		Гравиметр № 135	
26.VI 1967 г.	82,121	7.I 1969 г.	73,026
3.VIII 1968 г.	82,123	По паспорту	73,061
По паспорту	82,062		

La non-linéarité des échelles des galvanomètres a été contrôlée périodiquement [3]. Comme dans les observations des années antérieures, les corrections pour le gravimètre n° 124 étaient importantes et atteignaient 11 mm. Pour le gravimètre n° 135 elles étaient faibles et on n'en a pas du tout tenu compte.

L'échelle d'enregistrement a été mesurée d'après la méthode de B.P. Pertsev [4]. Le résumé des déterminations est donné dans la table 2.

L'analyse harmonique des observations a été faite par la méthode de Pertsev avec changement journalier de l'époque centrale et par la méthode Venedikov.

On a pris comme valeurs de l'échelle d'enregistrement les moyennes des données de la table 2. Les essais d'utiliser dans les calculs des valeurs d'échelle variables, présentée en courbe lissée, n'ont pas amélioré les résultats de l'analyse.

1 mm d'ordonnée sur l'enregistrement correspond à 3,55 μ gal pour le gravimètre n° 124 et 5,32 μ gal pour le gravimètre n° 135.

Les données de la table 3 pour la méthode de Pertsev sont les moyennes des analyses séparées successives à chaque période des observations. La moyenne élimine l'influence des variations périodiques des valeurs δ et $\Delta\psi$ habituelles pour cette méthode d'analyse. Ces variations périodiques sont bien visibles sur les figures 1 et 2. Là aussi sont indiquées les valeurs des coefficients d'échelle R provenant de la table 2. Cette circonstance que R n'a pas de lien important avec δ et $\Delta\psi$ montre que la valeur moyenne R représente assez bien la valeur réelle de l'échelle d'enregistrement. Les valeurs de la table 3 sont affranchies de l'influence du retard instrumental [5] des accélérations verticales subies par le gravimètre [6] et de l'effet indirect des marées océaniques calculé pour Obninsk par Pertsev [7].

Les erreurs quadratiques moyennes ont été calculées d'après les séries mensuelles séparées indépendantes. Il y avait douze séries ne se recouvrant pas.

Table 2

Résultats des déterminations périodiques du coefficient d'échelle R
(en mm par division du micromètre)

Гравиметр № 124 (1967-1968 гг.)			
30.VI	22,85	28.XII	22,01
23.VII	23,86	9.I	23,69
6.VIII	22,04	17.I	23,49
16.VIII	22,61	6.II	22,96
26.VIII	23,87	27.II	23,20
14.XII	24,45	15.III	22,42
Общее среднее	23,12 ± 0,23		
Гравиметр № 135 (1969 г.)			
6.I	14,06	4.VI	13,85
14.I	14,08	12.VI	14,42
23.I	13,91	22.VI	14,49
3.II	14,52	3.VII	13,27
12.II	14,17	14.VII	13,43
20.II	13,52	23.VII	13,62
29.IV	13,54	1.VIII	13,09
12.V	13,75	11.VIII	13,92
22.V	13,29		
Общее среднее	13,82 ± 0,11		

Pour les ondes semi-diurnes, les valeurs de δ ainsi que leurs erreurs sont un peu plus grandes d'après Venedikov que d'après Pertsev. Pour les ondes diurnes, ils sont pratiquement les mêmes; leurs erreurs sont voisines en valeur. Le critère de la résonance avec la nutation diurne ($\delta_{O_1} - \delta_{K_1}$) est égal à + 0,013 selon Pertsev et + 0,011 d'après Venedikov ce qui est plus petit que le résultat de M.S. Molodenskii (+ 0,022). Pour les ondes S_2 et K_1 la différence dans les phases est sensible bien que la précision de leurs déterminations soit la même dans les deux méthodes. Pour l'onde M_2 les deux méthodes ont montré une avance de la marée ($\Delta\psi > 0$).

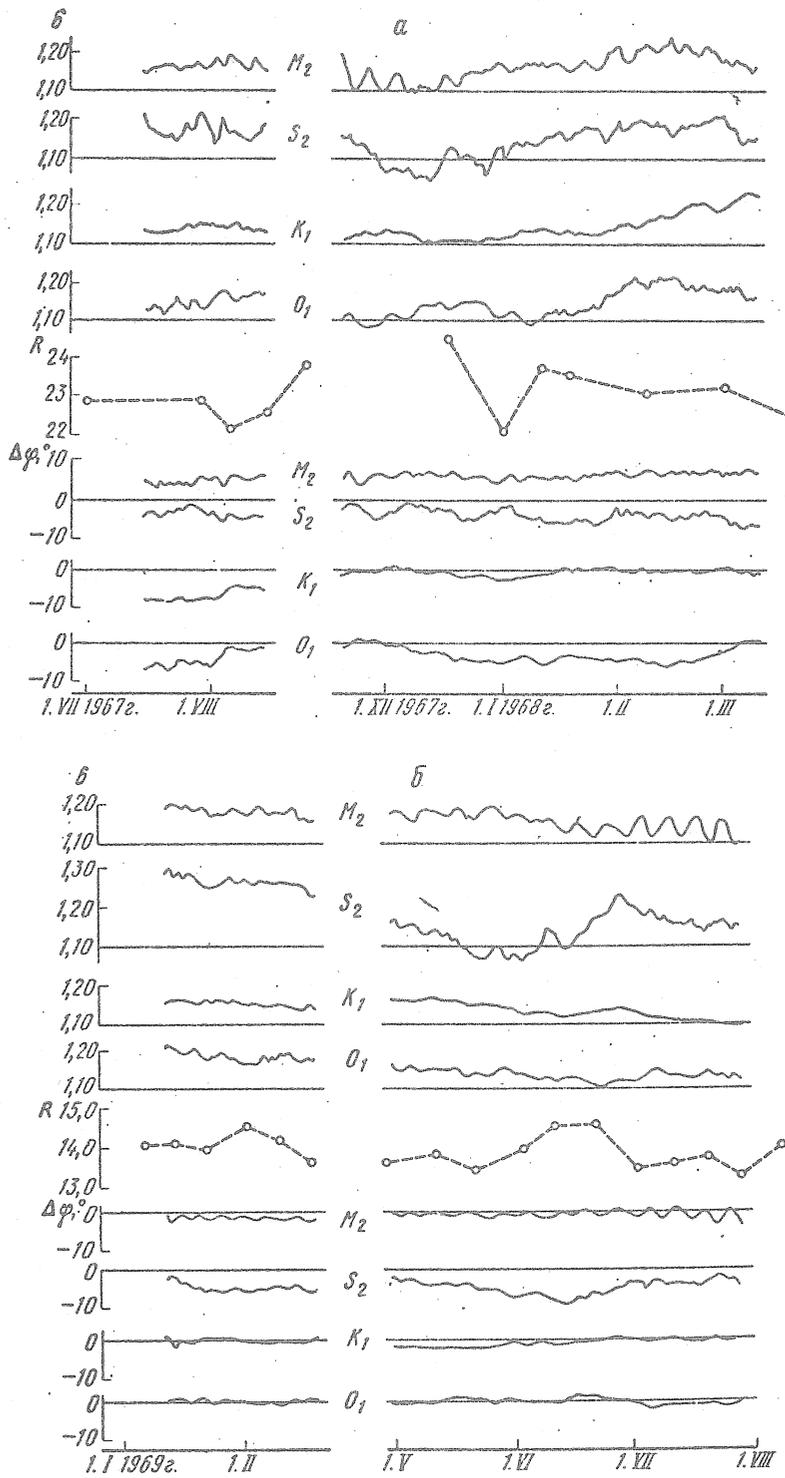


Fig. 1 - Valeurs R , δ et $\Delta\varphi$ pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 et O_1 (méthode de Pertsev) d'après les observations de Obninsk pour les gravimètres n° 124 (a) et n° 135 (b).

Table 3

Résultats de l'analyse harmonique

N° du gra- vimètre	Période d'observation	Nombre de jours	Méthode de Venedikov									
			δ					$\Delta \varphi, ^\circ$				
			M_2	S_2	N_2	K_1	O_1	M_2	S_2	N_2	K_1	O_1
124	28.VI-5.IX 1967 r.	48	1,173	1,149	1,198	1,120	1,102	-5,0	-3,6	1,9	-7,2	-7,5
124	3.X 1967-21.III 1968 r.	104	1,159	1,174	1,246	1,137	1,145	-4,8	-4,1	-2,5	-1,0	-2,5
124	28.VI 1967-21.III 1968 r.	152	1,163	1,169	1,232	1,131	1,130	-4,8	-4,0	-1,7	-2,8	-3,6
Corrections :												
retard			+0,003	+0,003	+0,003	+0,001	+0,001	+4,4	+4,5	+4,3	+2,3	+2,1
effet indirect			-0,009	-0,022	-	-0,010	-0,005	+1,3	+0,6	-	-0,2	0,0
accélération verticale			-0,004	-0,004	-	-0,001	-0,001	-	-	-	-	-
Valeurs corrigées			1,153	1,190	1,235	1,121	1,125	+0,9	+1,1	+2,6	-0,7	-1,5
			$\pm 0,006$	$\pm 0,012$	$\pm 0,035$	$\pm 0,013$	$\pm 0,021$	$\pm 0,4$	$\pm 0,7$	$\pm 2,0$	$\pm 0,7$	$\pm 1,0$
135	27.XII 1968-7.III 1969 r.	50	1,191	1,256	1,201	1,172	1,201	-0,8	-2,8	-2,1	-1,1	-0,3
135	15.IV-15.VIII 1969 r.	82	1,168	1,168	1,156	1,133	1,143	-1,7	-4,0	+0,7	-0,7	-0,8
135	27.XII 1968-7.III 1969 r.	132	1,176	1,207	1,179	1,146	1,162	-1,4	-3,5	-0,5	-0,9	-0,5
Corrections :												
retard			+0,001	+0,001	+0,001	0	0	+2,1	+2,2	+2,1	+1,1	+1,0
effet indirect			-0,009	-0,022	-	-0,010	-0,005	+1,3	+0,6	-	-0,2	0
accélération verticale			-0,004	-0,004	-	-0,001	-0,001	-	-	-	-	-
Valeurs corrigées			1,164	1,226	1,180	1,135	1,156	+2,0	-0,7	+1,6	0,0	+0,5
			$\pm 0,025$	$\pm 0,053$	$\pm 0,138$	$\pm 0,005$	$\pm 0,008$	$\pm 0,4$	$\pm 0,7$	$\pm 1,4$	$\pm 0,3$	$\pm 0,4$
Moyenne pondérée générale 284			1,159	1,207	1,210	1,128	1,139	+1,4	+0,3	+2,1	-0,4	-0,0
			$\pm 0,013$	$\pm 0,027$	$\pm 0,071$	$\pm 0,007$	$\pm 0,011$	$\pm 0,2$	$\pm 0,4$	$\pm 1,2$	$\pm 0,4$	$\pm 0,5$

N° du gra- vimètre	Période d'observation	Nombre de jours	Méthode de Pertsev									
			δ					$\Delta \varphi, ^\circ$				
			M_2	S_2	N_2	K_1	O_1	M_2	S_2	N_2	K_1	O_1
124	28.VI-5.IX 1967 r.	31	1,170	1,177	1,154	1,144	1,153	-5,9	-3,8	-1,6	-6,8	-4,5
124	3.X 1967-21.III 1968 r.	108	1,165	1,148	1,245	1,142	1,142	-4,4	-4,3	-6,6	-0,4	-3,2
124	28.VI 1967-21.III 1968 r.	139	1,166	1,154	1,225	1,142	1,144	-4,7	-4,2	-5,5	-1,8	-3,5
Corrections :												
retard			+0,003	+0,003	+0,003	+0,001	$\pm 0,001$	+4,4	+4,5	+4,3	+2,3	+2,1
effet indirect			-0,009	+0,022	-	-0,010	-0,005	+1,3	+0,6	-	-0,2	0,0
accélération verticale			-0,004	-0,004	-	-0,001	-0,001	-	-	-	-	-
124	Исправленные значения		1,156	1,175	1,228	1,132	1,139	+1,0	+0,9	-1,2	+0,3	-1,4
135	27.XII 1968-7.III 1969 r.	38	1,188	1,269	1,153	1,150	1,183	-1,6	-4,8	-2,4	-0,2	+0,2
135	15.IV-15.VIII 1969 r.	91	1,154	1,139	1,179	1,127	1,131	-1,6	-5,6	-1,6	-1,5	-0,6
135	27.XII 1968-15.VIII 1968 r.	129	1,162	1,178	1,171	1,134	1,147	-1,2	-5,3	-1,8	-1,0	-0,3
Corrections :												
retard			+0,001	+0,001	+0,001	0	0	+2,1	+2,2	+2,1	+1,1	+1,0
effet indirect			-0,009	+0,022	-	-0,010	-0,005	+1,3	+0,6	-	-0,2	0,0
accélération verticale			-0,004	-0,004	-	-0,001	-0,001	-	-	-	-	-
Valeurs corrigées			1,150	1,197	1,172	1,123	1,141	+2,2	-2,5	+0,3	-0,1	+0,7
Moyenne pondérée générale 268			1,153	1,135	1,201	1,127	1,140	+1,6	-0,7	-0,4	+0,1	-0,4
			$\pm 0,010$	$\pm 0,016$	$\pm 0,050$	$\pm 0,008$	$\pm 0,009$	$\pm 0,3$	$\pm 0,5$	$\pm 2,0$	$\pm 0,6$	$\pm 0,6$

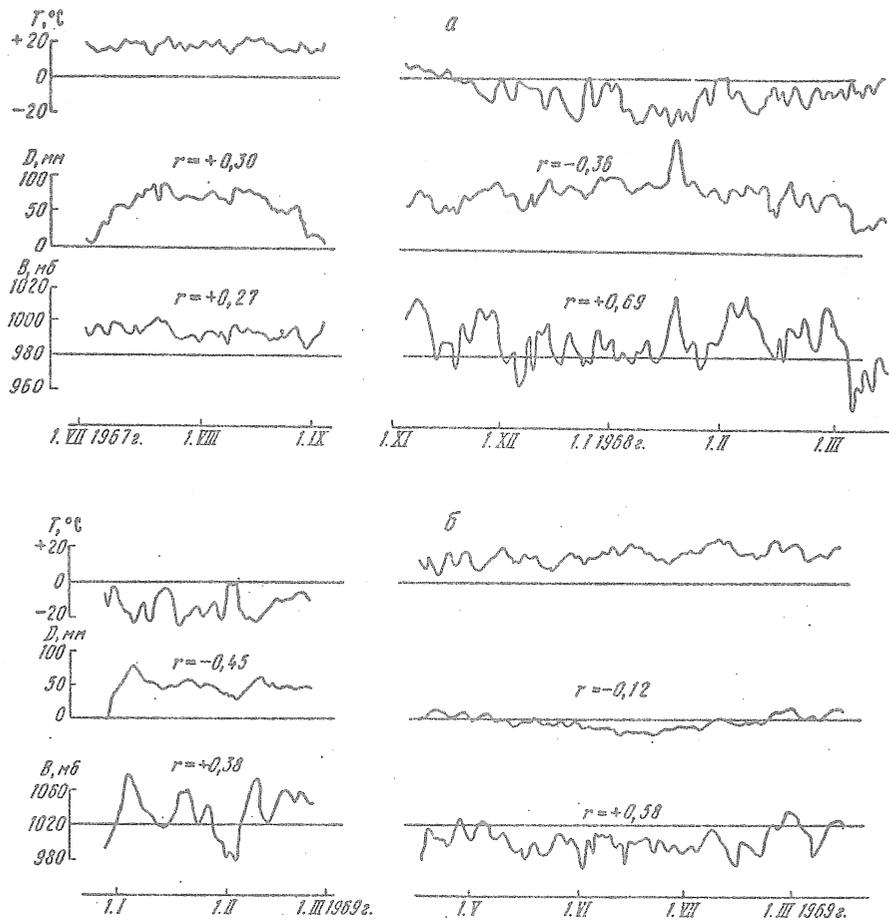


Fig. 2 - Température de l'air T , pression atmosphérique B , dérivée D des gravimètres n° 124(a) et n° 135(b) (sans la partie linéaire) d'après les observations à Obninsk, r est le coefficient de corrélation linéaire.

Il est difficile de déceler sur la figure 1 une dépendance quelconque des valeurs δ et $\Delta\psi$ en fonction de la variation saisonnière de la température qu'on pourrait relier avec l'influence perturbatrice de la ligne reliant le gravimètre et l'enregistreur. Si cette influence existe quand même on peut la déceler d'après la corrélation entre la température et la dérive du gravimètre (figure 2).

Les coefficients de corrélation linéaire calculés pour chaque intervalle d'observations ne sont pas grands (+ 0,30 et - 0,36 pour le gravimètre n° 124, - 0,45 et 0,12 pour le gravimètre n° 135) et confirment l'absence de relation entre la dérive et la température.

Il y a un lien plus étroit entre la dérive et la pression atmosphérique dont l'allure est représentée sur la figure 2 (les coefficients de corrélation pour le gravimètre n° 124 sont + 0,27 et + 0,69 et pour le gravimètre n° 135 + 0,58 et + 0,38).

Il est possible qu'une compensation barométrique insuffisante des gravimètres de ce type joue ici un rôle.

BIBLIOGRAPHIE

1. V.A. Volkov, V.N. Michatkin - Essai de stabilisation de la tension sur les thermostats des gravimètres GS-11 pendant les observations de marées.
Publ. "Recherches géophysiques complexes". Ac. des Sc. URSS.
Inst. de Phys. de la Terre. Obninsk, 1970
2. V.A. Volkov, V.N. Michatkin - Essai de stabilisation de la tension sur l'ampoule du photoélément des gravimètres GS-11 au moment des observations de marées.
Publ. "Mouvements lents de l'écorce terrestre". M "Naouka" 1972
3. V.A. Volkov - Influence de la non-linéarité de l'échelle du galvanomètre sur les résultats de l'observation des marées terrestres.
Publ. "Etude des marées terrestres" N°3. M. Edit. Ac. des Sc. URSS, 1963
4. B.P. Pertsev - Essai de détermination des coefficients d'échelle de l'enregistrement lors de l'observation des variations de marées de la force de pesanteur.
Publ. "Recherches gravimétriques" N° 1, M. Edit. Ac. des Sc. URSS, 1969
5. V.A. Volkov, N.N. Pariiskii. The effect of phase characteristics of Askania gravimeters upon measurements of phase lags in tidal observations. VI Symposium Internat. Marées Terr., Communs Obs. Roy. Belg. Ser. Geophys. 1970, N° 96
6. N.N. Pariiskii - Corrections des accélérations verticales lors des observations des variations de marées de la force de pesanteur.
Publ. "Recherches gravimétriques" N°1, M. Edit. Ac. des Sc. URSS, 1960
7. B.P. Pertsev - The effect of ocean tides upon earth tide observations. VI Sympos. Internat. Marées Terr., Communs Obs. Roy. Belg. Ser. Géophys., 1970, N° 96.

INCLINAISONS DUES AUX MAREES A TIAN-SHAN

par

S.M. Fandiouchina

Etude des déformations de marées de la Terre pp. 72-81.

Les observations des inclinaisons à Tian-Shan ont commencé en 1955 [1] et étaient destinées à l'étude des mouvements lents de l'écorce terrestre pour la recherche de signes précurseurs possibles des tremblements de terre. La haute sensibilité des appareils [2] utilisés pour les observations et la situation des stations loin des océans ont permis d'utiliser les enregistrements des inclinaisons pour obtenir les constantes de marées luni-solaires.

Ce travail contient les résultats de la réduction de la composante des marées dans les observations clinométriques faites à Talgar, au pied du massif du creux de Ala Tay Zailiskii, à 23 km de Alma Ata, dans une mine creusée en 1959 dans un important massif de schistes cristallins. Cette mine, d'une longueur de 105 m, est perpendiculaire à la crête de la montagne et à la direction nord-sud. Une couche de cinquante mètres de montagne couverte de bois protège bien la salle de l'influence de la température extérieure [3].

Une des sections de la mine, située à 95 m de l'entrée, constitue une salle pour l'installation des appareils, bien isolée du puits de la mine. La température au cours de toute la période des observations était de $11^{\circ} \pm 0,05$. Les marées sont enregistrées par des clinomètres de A.E. Ostrovskii [2] avec agrandissement photoélectrique et commande à distance (depuis le laboratoire d'enregistrement qui se trouve à 200 m de la mine).

La mesure et le contrôle de la sensibilité se font par une impulsion automatique deux fois par jour.

La précision de la détermination de la constante électrodynamique I_0 (valeur du courant qui compense l'écart du pendule de 1") est de $\pm 0,2 \%$.

La sensibilité des clinomètres oscillait de 0,0012 à 0,0011 pour 1 mm d'enregistrement. On enregistre sur la même bande les indications d'un thermographe à résistance dont la sensibilité est de 0,0010 C pour 1 mm d'enregistrement.

La variation diurne de la température à l'intérieur de la salle ne dépassait pas 0,01 C (au moment où les chutes diurnes de la température de l'air à l'extérieur de la mine approchaient 22°C) et n'a pas exercé sur l'enregistrement des inclinaisons de marées de perturbations importantes.

L'humidité relative dans la salle est de 98%. Les observations ont été faites par deux appareils (N° 24 dans la direction N.S, N° 25 dans la direction E.W.) depuis le 30.XI.1966 et constituent une série de deux ans avec une interruption du 17.V au 11.VII.1967. Outre cette interruption provoquée par des travaux de nettoyage dans la station, il y a eu en tout trois arrêts dans l'enregistrement, d'une durée de moins d'un jour. L'interpolation de ces courtes lacunes a été faite d'après la marée théorique en tenant compte du facteur γ et de la dérive de l'appareil.

Une brusque variation de l'inclinaison dans la direction N.S. de 0,3 du 28.XII.1966 au 5.I.1967 (fig. 1,a) et de 0,08 en février 1968 (fig. 1,b) correspondait à l'importante baisse de la température de l'air (de $t = + 2^\circ\text{C}$ à $t = - 18$ à $- 20^\circ\text{C}$) et en relation apparemment avec les déformations des couches supérieures lors du gel.

La direction et la vitesse de l'inclinaison a changé aussi le 27.IV.1968; bien que cette variation de l'inclinaison soit faible, égale à 0,06 elle dépasse l'allure générale. Il est possible qu'elle soit liée à la fonte de la neige et aux grandes chutes journalières de la température de l'air (+ 20°C de jour et - 4°C de nuit). En 1967, la variation de printemps de l'inclinaison est apparue très faible.

La composante EW présente une allure systématique d'inclinaison vers l'ouest; pour 13 mois de 1966 à 1967 elle atteint 1,2. En 1968, l'inclinaison en EW était de 0,7. Comme la NS, la composante EW a une variation plus brusque de l'inclinaison en janvier 1967 mais elle est sensiblement plus faible. Ni l'une ni l'autre des composantes n'a d'onde annuelle nettement exprimée.

Nous avons fait la comparaison de l'allure de l'inclinaison avec les variations de la pression atmosphérique. On n'a pas décelé de dépendance nette. Dans des cas isolés, on peut noter que pour des variations de longue durée de la pression dans un côté, à une variation de la pression atmosphérique de 1 mm correspond une variation de l'inclinaison de 1 Msec.

Les données d'observations ont été soumises à l'analyse harmonique d'après la méthode de B.P. Pertsev [4] avec déplacements d'un jour de l'époque centrale de la série [5].

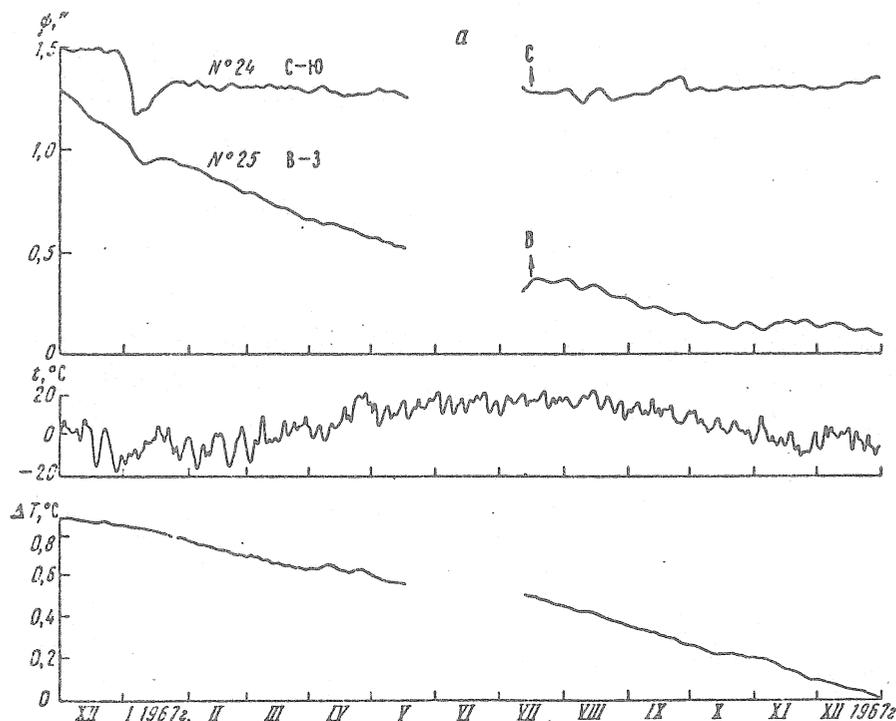
Sur les figures 2,a,b, et 3 nous avons porté les valeurs du facteur d'amplitude γ des cinq ondes de marées principales : M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , O_1 pour 1967 et 1968. Nous donnons sur les figures 4 et 5 les valeurs de la phase x des mêmes ondes. Avec une allure stable de γ dans le temps pour une même onde, nous observons une différence dans les valeurs γ (jusqu'à 12%) des trois ondes semi-diurnes de marées M_2 , S_2 , N_2 en composantes:

$$\begin{aligned}\gamma(M_2) &= 0.611 \pm 0,002 \text{ en NS} \\ &= 0.712 \pm 0,003 \text{ en EW}\end{aligned}$$

L'amplitude maximale de l'onde de sept jours atteint 4% de la valeur moyenne de γ . Nous donnons sur la figure 6 les valeurs $\gamma(M_2)$ et $x(M_2)$ obtenues comme moyennes de 7 déplacements successifs.

On constate qu'après cette réduction il n'y a pas de pulsations périodiques. Nous donnons dans la table 1 les valeurs indépendantes $\gamma(M_2)$ et $x(M_2)$ obtenues à partir de 35 séries journalières [6]. Dans ce cas où la divergence dans les valeurs γ est faible, cette réduction n'a pas donné un grand effet.

$\gamma(S_2)$ et $x(S_2)$ (voir fig. 2 et 4) se déterminent souvent de façon peu sûre à cause de l'influence possible de facteurs météorologiques, cependant dans notre cas leurs valeurs restent constantes au cours des observations avec une précision de $\pm 1,5\%$ pour NS et une précision de $\pm 0,6\%$ pour EW. La différence de γ selon la composante (10%) se maintient également.



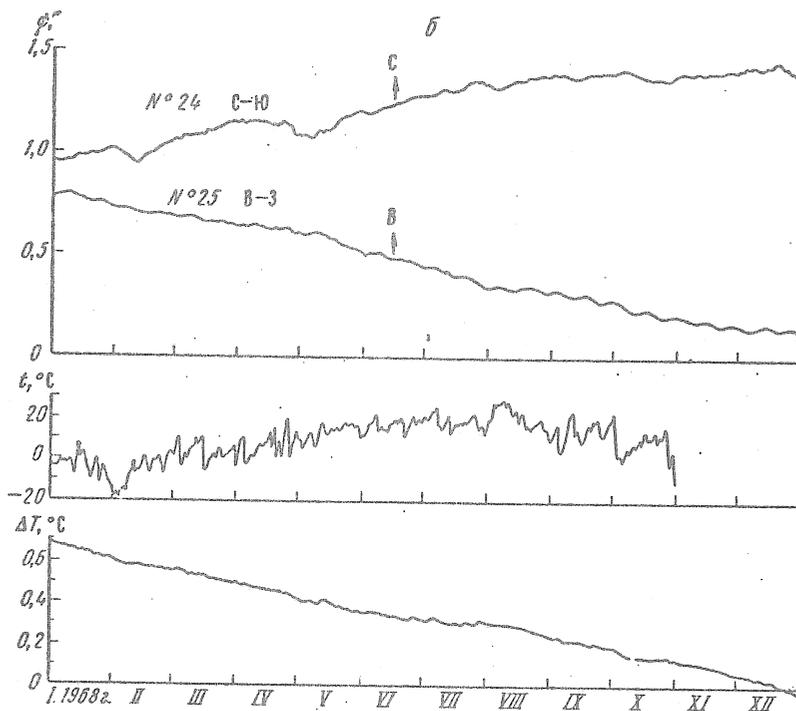


Fig. 1 Allure générale de l'inclinaison pour 1967(a) et pour 1968(b) d'après les composantes NS et EW. t est la température de l'air à l'extérieur de la mine; T est la variation de la température de l'air dans la salle d'observation.

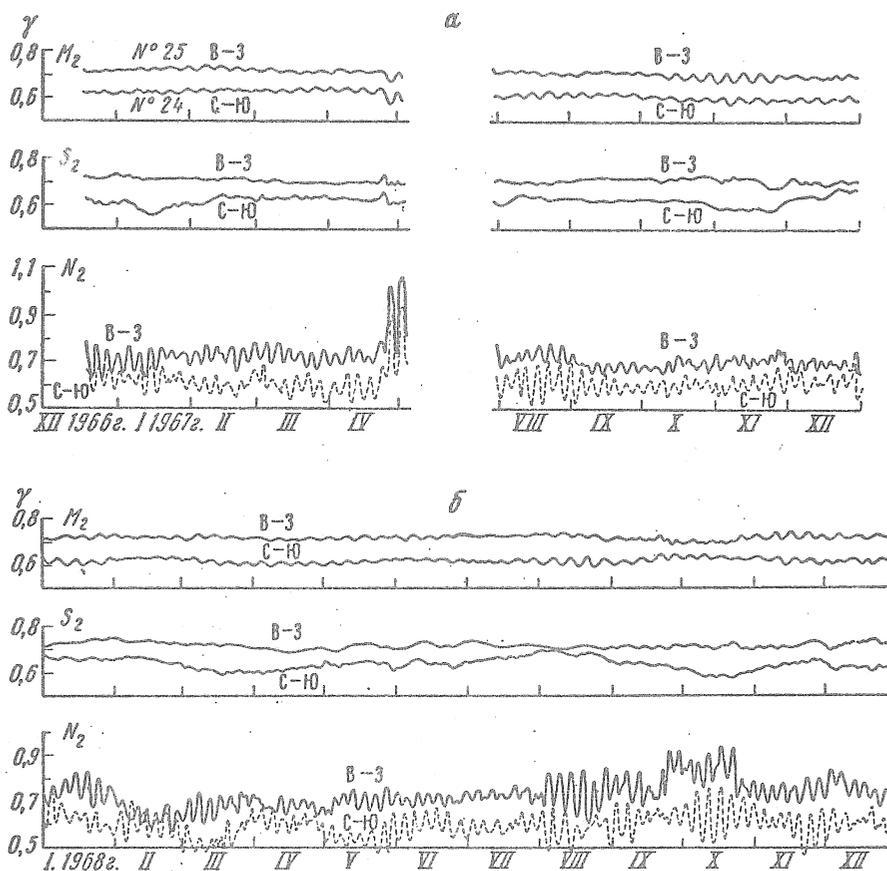


Fig. 2 Variation dans le temps du facteur d'amplitude γ des ondes semi-diurnes M_2 , S_2 , N_2 pour 1967(a) et 1968(b) dans les composantes NS et EW.

Nous donnons sur la figure 3 $\gamma(K_1)$ et $\gamma(O_1)$ pour la composante EW. Les valeurs des amplitudes théoriques pour les ondes diurnes K_1 et O_1 en composante NS à la latitude de Talgar sont respectivement 0,6 et 0,4, c'est pourquoi les valeurs γ pour ces ondes ont un grand désaccord et ne présentent pas d'intérêt.

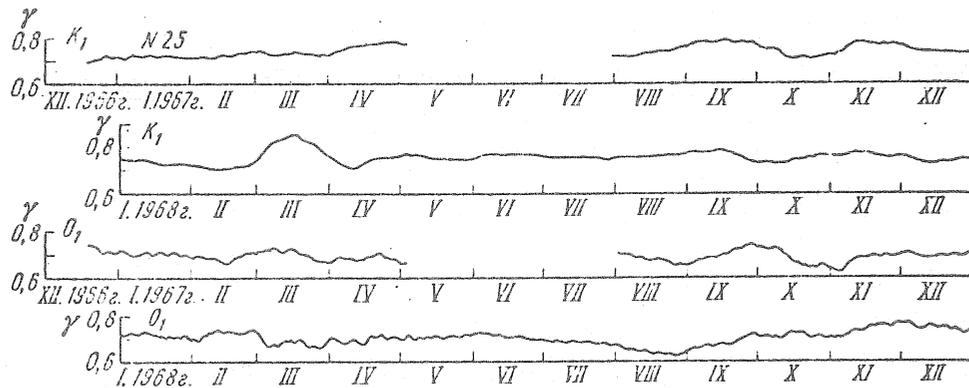


Fig. 3 Variation dans le temps du facteur d'amplitude γ des ondes diurnes K_1 , O_1 pour 1967 et 1968 pour la composante EW.

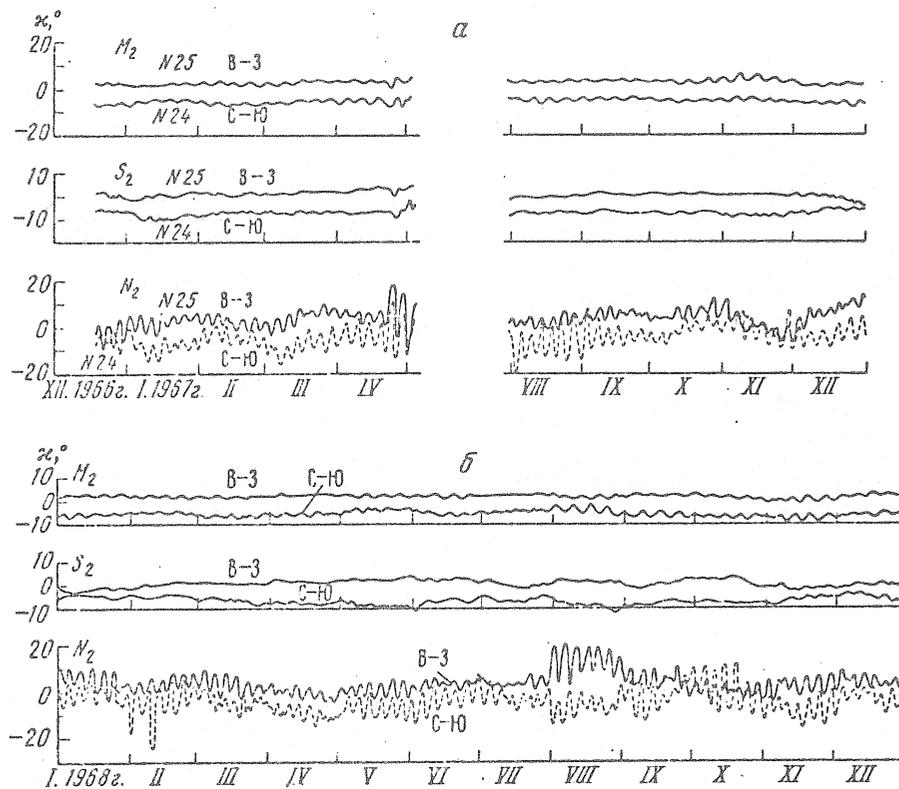


Fig. 4 Variation dans le temps du facteur de phase α des ondes semi-diurnes M_2 , S_2 , N_2 pour 1967 (a) et 1968 (b) pour les composantes NS et EW.

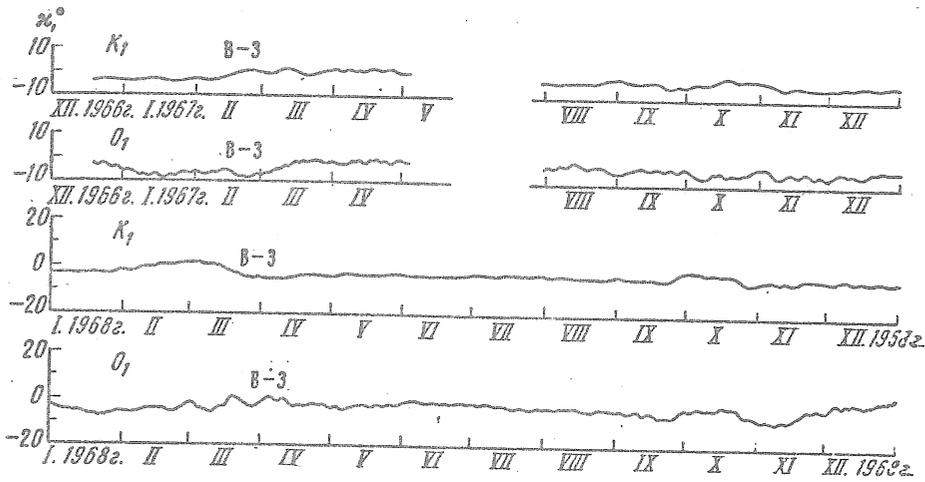


Fig. 5 Variation du facteur de phase x des ondes diurnes K_1 , O_1 dans le temps pour 1967 et 1968 pour la composante EW.

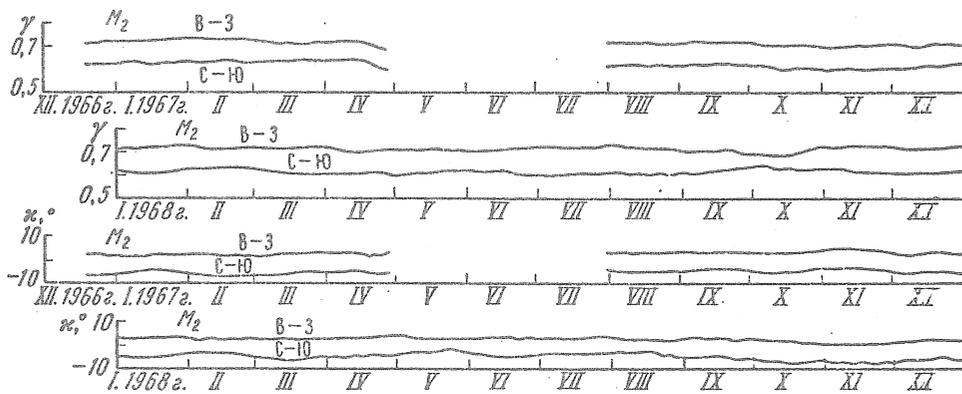


Fig. 6 Variation dans le temps des valeurs γ et x de l'onde M_2 pour les 35 séries journalières de 1967 et 1968.

Tout ce qui a été dit plus haut se rapporte entièrement aux valeurs des déphasages des ondes observées par rapport aux ondes théoriques pour les cinq ondes de marées principales (voir fig. 4 et 5).

Nous donnons dans les tables 2 et 3 les valeurs indépendantes γ et α d'après les cinq ondes pour les appareils N° 24 (NS) et N° 25 (EW) respectivement. Le signe moins pour α correspond au retard de l'onde observée par rapport à l'onde théorique. Nous donnons ici pour chaque onde les valeurs correspondantes des amplitudes théoriques H_T , calculées dans l'hypothèse de la Terre absolument rigide.

TABLE 1

Valeurs γ et α pour l'onde M_2

Jour moyen de la série de 35 jours	NS		EW	
	γ	$\alpha, ^\circ$	γ	$\alpha, ^\circ$
19.XII 1966 r.	0,616	-6,8	0,707	2,1
23.I 1967 r.	0,622	-4,9	0,725	2,2
27.II	0,624	-6,4	0,720	1,8
3.IV	0,638	-5,5	0,714	2,9
28.IV	0,597	-5,4	0,687	3,1
31.VII	0,608	-4,8	0,715	2,6
4.IX	0,617	-5,1	0,712	3,0
9.X	0,610	-5,8	0,705	2,5
13.XI	0,604	-4,2	0,707	4,7
18.XII	0,612	-5,5	0,707	2,5
22.I 1968 r.	0,610	-5,0	0,721	3,3
26.II	0,626	-4,9	0,718	2,4
1.IV	0,604	-5,3	0,715	2,7
6.V	0,602	-3,4	0,708	2,9
10.VI	0,614	-5,0	0,709	2,7
15.VII	0,602	-4,1	0,714	2,7
19.VIII	0,600	-3,8	0,714	1,7
23.IX	0,619	-6,1	0,700	2,0
28.X	0,616	-6,8	0,709	0,4
2.XI	0,618	-7,3	0,712	0,1
7.XII	0,600	-6,5	0,709	1,9
11.I 1969 r.	0,613	-5,6	0,715	2,5
15.II	0,618	-5,7	0,727	2,1
Moyenne	0,613	-5,4	0,712	2,4
	$\pm 0,002$	$\pm 0,2$	$\pm 0,002$	$\pm 0,2$

Nous constatons que les valeurs $\gamma (M_2)$ et $\alpha (M_2)$ sont d'une haute précision et ne varient pratiquement pas dans le temps. L'attention est attirée sur le fait que pour la composante NS nous avons un retard de phase, pour la composante EW une avance.

La grande différence dans les valeurs γ suivant la composante est une particularité à Talgar. Cette différence ne peut être expliquée ni par les erreurs des observations ni par le calibrage des appareils. Pour confirmer la conclusion que nous avons faite, nous donnons les valeurs des facteurs de marées pour l'onde M_2 obtenues dans cette même salle par un autre groupe d'appareils (N° 5 -NS, N° 9 -EW).

TABLE 2

Valeurs γ et α obtenues par la réduction des séries indépendantes (appareil N° 24 NS)

Jour moyen de la série	M_2		S_2		N_2		K_1		O_1	
	$H_T = 0,0078$		$H_T = 0,0036$		$H_T = 0,0015$		$H_T = 0,0006$		$H_T = 0,0004$	
	γ	$\alpha, ^\circ$								
16.XII 1966 r.	0,617	-6,6	0,627	-6,1	0,654	-7,9	0,586	-105,4	0,715	-135,6
14.I 1967 r.	0,618	-5,3	0,555	-8,9	0,615	-5,0	0,557	-132,7	0,645	-135,0
12.II	0,636	-7,4	0,640	-7,6	0,582	-7,6	0,411	-122,3	0,904	-135,0
13.III	0,621	-4,7	0,627	-6,7	0,527	-7,0	0,875	-97,8	0,649	-171,9
11.IV	0,623	-5,1	0,622	-7,2	0,618	0,8	0,879	-664,8	0,587	-125,3
28.VII	0,611	-4,3	0,612	-10,2	0,630	-2,7	1,254	-107,4	0,163	-135,2
26.VIII	0,610	-6,5	0,628	-7,9	0,529	-5,4	1,176	-117,4	0,766	-137,5
24.IX	0,620	-5,6	0,624	-7,6	0,568	-6,0	1,030	-138,6	0,278	-135,9
23.X	0,602	-5,1	0,620	-7,0	0,585	1,7	0,639	-154,1	0,722	-135,2
21.XI	0,602	-5,3	0,577	-8,1	0,589	-3,0	0,375	-125,6	0,691	-135,5
20.XII	0,613	-4,5	0,684	-5,3	0,635	-3,5	0,510	-106,1	0,714	-144,5
18.I 1968 r.	0,599	-4,7	0,653	-4,6	0,645	-5,5	0,650	-101,1	0,838	-61,5
16.II	0,625	-4,5	0,658	-4,8	0,586	-9,9	0,552	-98,0	0,370	-141,4
16.III	0,599	-5,8	0,594	-7,3	0,501	-5,4	0,343	-38,9	1,340	-141,5
14.IV	0,604	-4,3	0,603	-8,1	0,609	-6,4	1,051	-78,8	1,063	-135,7
13.V	0,591	-1,6	0,647	-1,5	0,690	-23,4	0,995	-101,0	0,586	-151,9
11.VI	0,609	-5,7	0,648	-8,2	0,569	2,8	1,137	-94,7	0,741	-135,2
10.VII	0,599	-4,1	0,646	-7,8	0,595	0,1	1,143	-105,8	0,738	-135,2
8.VIII	0,616	-2,6	0,684	-9,2	0,616	-4,8	1,074	-116,7	0,514	-145,5
6.IX	0,618	-5,6	0,623	-9,7	0,540	-6,3	1,272	-127,2	1,187	-152,2
5.X	0,582	-8,5	0,629	-5,4	0,921	-9,1	0,777	-167,4	0,516	-133,7
3.XI	0,622	-7,5	0,609	-9,4	0,654	-2,1	0,282	-152,9	0,727	-145,5
2.XII	0,605	-7,8	0,623	-6,0	0,575	-11,5	0,662	-112,3	0,668	-131,2
31.XII	0,611	-5,9	0,612	-7,2	0,588	-0,8	0,565	-104,5	1,288	-142,5
29.I 1969 r.	0,612	-5,1	0,637	-4,8	0,605	-12,2	0,560	-115,5	0,672	-125,5
27.II	0,616	-5,5	0,651	-5,4	0,594	-3,6	0,909	-139,4	0,797	-145,5
Moyenne	0,611	-5,4	0,628	-7,0	0,608	-5,5	0,777	-112,6	0,729	-144,5
e. q. m.	$\pm 0,002$	$\pm 0,3$	$\pm 0,007$	$\pm 0,5$	$\pm 0,019$	$\pm 1,2$	$\pm 0,069$	$\pm 6,2$	$\pm 0,058$	$\pm 5,0$

D'une longue série d'observations composée de séries séparées continues (1964 à 1966) nous avons obtenu :

	NS	EW
$\gamma (M_2)$	$0,624 \pm 0,008$	$0,722 \pm 0,006$
$\alpha (M_2)$	$- 4,0 \pm 0,6$	$4,2 \pm 0,4$

En d'autres mots, nous avons une bonne concordance dans les déterminations $\gamma (M_2)$ et $\alpha (M_2)$ obtenues par deux groupes d'appareils à une époque différente. La divergence (12 %) dans les valeurs des deux composantes a lieu aussi pour cette paire d'appareils.

TABLE 3

Valeurs γ et α obtenues par la réduction des séries indépendantes (appareil N° 25 EW)

Jour moyen de la série	M_2		S_2		N_2		K_1		O_1	
	$H_T = 0,0115$		$H_T = 0,0053$		$H_T = 0,0022$		$H_T = 0,0063$		$H_T = 0,0014$	
	γ	$\alpha,^\circ$								
16.XII 1966 r.	0,711	2,5	0,719	1,3	0,779	-2,8	0,699	-4,2	0,742	-3,4
14.I 1967 r.	0,717	1,7	0,708	0,8	0,647	5,0	0,721	-3,9	0,700	-8,5
12.II	0,736	1,5	0,709	-0,9	0,724	2,6	0,723	-2,4	0,653	-5,6
13.III	0,715	2,5	0,692	1,3	0,719	6,7	0,731	-0,3	0,717	-1,7
11.IV	0,724	2,3	0,704	2,6	0,725	5,1	0,768	0,3	0,660	-1,7
28.VII	0,724	3,1	0,704	-2,4	0,761	0,8	0,728	-3,7	0,700	-4,3
26.VIII	0,700	2,5	0,703	-0,2	0,697	3,8	0,761	-2,0	0,645	-5,1
24.IX	0,713	2,9	0,714	0,6	0,696	3,8	0,785	-4,4	0,732	-4,2
23.X	0,693	4,4	0,736	1,0	0,680	4,7	0,716	-1,4	0,638	-5,3
21.XI	0,700	4,4	0,681	0,4	0,733	-0,8	0,781	-4,6	0,685	-5,7
20.XII	0,712	3,0	0,717	-1,3	0,679	9,3	0,744	-3,3	0,692	-3,1
18.I 1968 r.	0,728	3,1	0,730	-1,4	0,741	-1,2	0,719	-3,6	0,696	-7,4
16.II	0,716	3,3	0,735	0,2	0,587	4,1	0,703	0,1	0,722	-4,9
16.III	0,716	2,6	0,710	0,8	0,716	-0,3	0,855	-1,4	0,672	-3,9
14.IV	0,703	3,6	0,688	-1,4	0,635	-3,3	0,723	-4,8	0,676	-3,5
13.V	0,700	3,5	0,714	2,0	0,745	-0,4	0,753	-3,9	0,702	-3,7
11.VI	0,700	3,0	0,723	1,2	0,698	5,8	0,768	-4,5	0,705	-2,7
10.VII	0,713	2,5	0,705	-0,4	0,704	1,7	0,756	-4,3	0,678	-3,5
8.VIII	0,714	1,8	0,692	1,0	0,668	12,6	0,752	-5,1	0,642	-4,0
6.IX	0,701	3,1	0,701	-1,7	0,752	2,3	0,777	-5,0	0,655	-5,7
5.X	0,690	1,5	0,712	1,6	0,823	-0,7	0,730	-2,3	0,699	-3,8
3.XI	0,719	0,4	0,702	-1,2	0,738	4,3	0,766	-5,9	0,699	-8,5
2.XII	0,708	2,2	0,701	-2,3	0,763	0,1	0,753	-5,4	0,758	-4,5
31.XII	0,712	2,4	0,710	-1,3	0,702	1,6	0,741	-6,1	0,737	0,8
29.I 1969 r.	0,734	3,7	0,729	-1,0	0,598	-1,2	0,735	-3,0	0,719	-6,8
27.II	0,722	0,7	0,750	-0,5	0,652	10,1	0,684	-2,0	0,698	-2,5
Moyenne	0,712	2,6	0,711	0,1	0,706	2,8	0,745	-3,4	0,693	-4,4
e. q. m.	$\pm 0,003$	$\pm 0,2$	$\pm 0,004$	$\pm 0,3$	$\pm 0,010$	$\pm 0,9$	$\pm 0,009$	$\pm 0,4$	$\pm 0,007$	$\pm 0,5$

Cela ne peut s'expliquer par l'influence de l'effet indirect des marées océaniques puisque la station est située dans la profondeur du continent et les corrections introduites par B.P. Pertsev [7] dans la série annuelle des observations n'ont pas changé les relations de $\gamma(M_2)$ suivant la composante.

	Valeurs observées pour 1967		Valeurs corrigées des marées océaniques	
	NS	EW	NS	EW
$\gamma(M_2)$	0,616	0,713	0,641	0,727
$\kappa(M_2)^\circ$	- 5,5	2,8	- 8,4	4,1

L'attention est attirée sur le fait que les valeurs γ pour les ondes semi-diurnes sont obtenues avec une bonne précision et sont voisines entre elles.

En conclusion :

1. Les observations des inclinaisons de marées faites à Talgar en 1967-1968 (avec une précision de 0,4 %) donnent les valeurs suivantes du facteur de marée :

$$\begin{aligned} \gamma(M_2) &= 0,611 \pm 0,002 && \text{en composante NS} \\ \gamma(M_2) &= 0,712 \pm 0,003 && \text{en composante EW} \end{aligned}$$

2. Les observations faites dans une salle par des appareils installés dans un même azimut donnent la valeur $\gamma(M_2)$ avec une précision de ± 1 %.
3. Les valeurs $\gamma(M_2)$ en composante NS sont plus petites qu'en EW, de 12 %. Cette différence ne peut être expliquée ni par les erreurs dans les observations, ni par les erreurs d'étalonnage des appareils mais c'est une particularité de l'endroit de l'observation. Pour résoudre le problème de savoir sur quelle surface peut se propager cette anomalie, il faut faire des observations supplémentaires dans d'autres salles de la mine.

BIBLIOGRAPHIE

- 1 A.E. OSTROVSKII, A.V. KHOROMSKII, S.M. FANDIOUCHINA
Résultats d'une série d'un an d'observations des inclinaisons de marées à Alma-Ata du 1.XI.1959 au 1.XII.1960.
Publ. "Dynamique de l'écorce terrestre". M. "Naouka" 1965

- 2 A.E. OSTROVSKII
Le clinomètre avec enregistrement photoélectrique
Publ. "Gravimétrie" N° 2 L. Edit. Ac. des Sc. URSS, 1961

- 3 S.M. FANDIOUCHINA
Inclinaisons de la surface de la Terre d'après les observations à Talgar (1966 à 1967).
Publ. des rapports du symposium sur l'échange par l'essai des observations clinométriques et l'examen critique de leur sens physique. M. "Naouka", 1969

- 4 B.P. PERTSEV
Analyse harmonique des marées élastiques
Izv. Ac. des Sc. URSS série géophys. 1958, N° 8

- 5 A.E. OSTROVSKII, S.M. FANDIOUCHINA
Inclinaisons de marées d'après des séries de deux jours d'observation.
Publ. "Etude des marées terrestres". M. "Naouka" 1964

- 6 S.M. FANDIOUCHINA
Résultats des observations clinométriques faites dans les mines près de Moscou en 1962 à 1964.
Publ. "Etude des déformations de marées de la Terre et des inclinaisons lentes de la surface de la Terre" M. "Naouka" 1970.

- 7 B.P. PERTSEV
Influence des marées océaniques sur les marées terrestres semi-diurnes M_2 et S_2
Publ. "Mouvements lents de l'écorce terrestre". M. "Naouka" 1972.

MAREES CLINOMETRIQUES OBSERVEES EN URSS

par

A.E. Ostrovskii et P.S. Matvéev

Etude des déformations de marées de la Terre pp. 60-71

Abrégé.

On a commencé des observations en Sibérie, au Caucase, en Oural, dans la presqu'île de Kola en Extrême Orient et dans les Carpathes⁽¹⁾

L'étude des inclinaisons se fait dans 4 directions principales

1. Recherche des signes précurseurs (inclinaisons anormales) des forts tremblements de terre
2. Etude de la structure interne et des propriétés rhéologiques de la Terre et étude de la structure de l'écorce terrestre d'après les anomalies dans les amplitudes et les phases de la marée terrestre
3. Elaboration d'une méthode instrumentale pour l'observation des déformations tectoniques actuelles de l'écorce terrestre dans les régions séismiquement actives et dans les zones bâties et comportant de hauts barrages
4. Etude des oscillations propres du globe terrestre.

⁽¹⁾ Voir la liste des stations clinométriques sur le territoire d'URSS, jointe à la fin de l'article.

Les résultats des anciennes observations sont donnés dans la table 1. Il est simple de constater que γ varie sensiblement d'un point à l'autre : $\gamma = 0,455$ à Tomsk est presque deux fois plus petit que $\gamma = 0,724$ obtenu à Poltava. Une grande différence a été obtenue aussi dans le déphasage, la valeur de la différence des phases varie de 0 à -5° . Une différence sensible dans les valeurs a été obtenue également et d'après les différentes composantes NS et EW dans tous les points d'observations.

TABLE 1.

Valeur du facteur d'amplitude γ et du déphasage κ d'après les observations des inclinaisons de marées en URSS avant 1941

Point d'observation	Période d'observations	γ		κ	
		NS	EW	NS	EW
Nicolaiev	1893-1895	0,550	-	0,0	-
Youriev (Tartu)	1909-1911	0,595	0,660	-5,0	0,5
Tomsk	1912-1920	0,597	0,455	1,9	-6,7
Poltava	1930-1941	0,724	0,667	-3,2	0,3

On a fait à cette époque en Europe Occidentale des observations en de nombreux points. La divergence dans les valeurs des inclinaisons de marées était encore plus grande; $\gamma = 0,366$ à Durlach différait de $\gamma = 0,910$ à Paris de plus de deux fois. Pour expliquer les différences dans γ plusieurs hypothèses ont été développées.

On a essayé de déterminer l'influence de la marée dans la mer du Nord sur la marée terrestre en Europe Occidentale. Beaucoup de chercheurs ont expliqué la différence dans γ par l'imperfection des instruments et enfin une perturbation des ondes de marées à cause de la structure hétérogène de l'écorce terrestre et des couches profondes du globe terrestre est apparue comme naturelle.

Résultats de la détermination de l'onde M_2 de la marée terrestre

- 3830 -

Site	Type	Prof.	Epoque	App.	Méthode	NS			EW			Réf.
						n	γ	α, °	n	γ	α, °	
Poltava I,II	cave	4	1930-1952	P-L	SP	180	0,726	0,6 ³	180	0,663	-1,5 ³	[1,2,3]
Poltava III	cave	4	VIII.1958-VII.1959	OST	M	9	0,660	5,6	9	0,702	0,5	[4,5,6]
Schmakovo	mine	237	V.1958-XI.1958	R-L	M	6	0,589	7,5	6	0,718	-2,1	[7,11]
Ingoulietz	mine	260	VIII.1961-III.1962	R-L	M	8	0,510	-6,6	8	0,665	2,5	[8,11]
Torès	mine	160	V.1960-III.1962	P-L	M	12	0,252	6,2	12	0,608	-2,1	[10]
Simféropol	galerie	25	IX.1963-VI.1966	P-L	SP	36	0,739	-34,1	36	0,777	-27,5	[12]
Darievka	galerie de recherches	7	VII.1964-XII.1965	OST	M	12	0,633	-3,8	13	0,682	-6,9	[11]
Kiev	galerie	10	XII.1964-VII.1967	OST	M	10	0,693	-3,4	9	0,670	-5,2	[14]
Vieliika Boudicha	galerie de recherches	12	XI.1965-II.1967	OST	M	24	0,639	0,7	27	0,704	-5,5	[11]
Schevtehenkova	"	16	VIII.1966	OST	M	8	0,700	0	7	0,707	-2,7	[13]
Samotoïevka	"	10	XI.1966	OST	M	6	0,707	0,6	6	0,704	-3,6	[11]
Likhovka	"	9	VII.1967	OST	M	4	0,541	-5,0	4	0,678	-6,5	[11]
Kalouch	mine	230	1.1964-1.1966	R-L	SP	24	0,622	-4,9	1	0,650	-14,9	[10]
Inkerman	galerie	70	XII.1966	R-L	M	2	0,737	6,5	2	0,666	4,8	[10]
Karl-Libknehtovsk	mine	130	III, 1967	R-L	M	2	0,476	-3,0	2	0,683	-2,6	[10]
Alma-Ata I	galerie	23	XI.1959-XII.1960	OST	P	11	0,716	-0,5	11	0,725	9,4	[15]
Kondara I	galerie	90	1.1959-VIII.1959	OST	P	14	0,955	-13,6	14	0,582	1,0	[16,17]
Kondara II	galerie	90	1.1959-VIII.1959	OST	P	12	0,671	-0,3	8	0,614	0	[16,17]
Kondara III	galerie	90	VII.1959-IX.1959	OST	P	6	0,814	2,9	6	0,631	-3,3	[16,17]
Ashkabad	cave	4	IV.1957-XII.1959	OST	P	10	0,544	-6,8	10	0,655	-6,2	[23]

TABLE 2 (suite)

Site	Type	Prof.	Epoque	App.	Méthode	NS			EW			Réf.
						n	γ	x, °	n	γ	x, °	
Kiselikha	galerie	15	V 1962-VIII 1963	OST	P	10	0,622	-0,1	10	0,706	4,4	[19]
Sianovo	galerie	40	III 1964-X 1964	OST	P	8	0,638	-6,1	8	0,692	-4,8	[18, 19]
Novlinskoe ³	galerie de recherches	10-8	VI 1966-XII 1967	OST	PM	7	0,685	-6,6	7	0,730	-6,4	[20, 21]
Sianovo	"	14	X 1965-1 1966	OST	P	4	0,690	-5,0	4	0,675	-5,0	[20, 21]
Khatoun	"	11-12	IV 1966-IX 1966	OST	P	10	0,655	-3,6	10	0,708	-3,8	[20, 21]
Kazan	cave	14	XI 1952-V 1968	OST	P	41	0,707	-1,6	42	0,710	0,1	[22]
Talgar ⁴	galerie	90	XII 1966-I 1968	OST	P	11	0,611	-5,4	11	0,712	2,6	
Sianovo VII	galerie de recherches	12	XI 1967-1 1968	OST	P	3	0,662	-5,1	3	0,680	-4,0	[24]
Sianovo VIII	"	12	XI 1967-I 1968	OST	P	3	0,662	-4,6	3	0,698	-4,7	[24]
Fergana I	galerie	30	VI 1964-III 1965	OST	P	9	0,698	2,2	9	0,691	3,7	[25]
Safani I	galerie	30-70	X 1966-VII 1968	OST	P	13	0,679	-8,0	13	0,636	6,7	[26]
Valeur arithmétique moyenne sans tenir compte des points de Torès, Simféropol et Kondara I												
Erreur quadratique moyenne												

Remarques

1. RL pendule horizontal de Repsold-Levitskii
2. OST clinomètres photoélectriques de A.E. Ostrovskii
2. SP méthode des marées faibles
- M méthode de P.S. Matveyev
- P méthode de B.P. Pertsev
- n nombre de mois d'observation

3. Le signe moins pour la valeur x correspond au retard de la marée terrestre observée par rapport à la marée théorique - A. S. M. F. ... china Inclinaison des marées à M. ...

La plupart des stations clinométriques sont réparties loin de la mer et des océans de sorte que l'influence des marées océaniques ne se fait pas sentir sur les enregistrements. Cependant, comme nous le constatons dans la table 2, parmi trente points, on en a trouvé un pour lequel γ atteint 0,955 (Kondara I). En outre, à la station de Torès γ était égal à 0,252. Le déphasage varie de $- 34^\circ$ à $+ 6;9$.

On ne peut expliquer ces divergences par les erreurs instrumentales, les erreurs ou les particularités des méthodes de réduction.

Dans la troisième colonne de la table 2, nous donnons les types de salles dans lesquelles on a observé les inclinaisons de la surface de la terre. Les premières recherches des inclinaisons ont été effectuées avec les pendules horizontaux pour l'installation desquels il a fallu de grands locaux, c'est pourquoi les appareils ont été installés dans des caves. Ensuite, des salles isothermiques ont été aménagées dans des excavations rocheuses abandonnées, des galeries et des mines et dans ces tout derniers temps les clinomètres ont été installés dans des galeries de recherches. En comparant les résultats des mesures des inclinaisons de marées avec la forme de la salle et le procédé d'installation, on ne peut noter une dépendance précise de γ provenant de la construction de la salle ou du socle. Cependant le plus petit nombre obtenu lors des observations au point de Kalouch et le plus grand nombre obtenu lors des observations au point de Kondara I ont une seule particularité commune : les salles, en ces points, sont aménagées dans des roches de pierres solides.

Les longues séries d'observations avec des clinomètres photo-électriques de haute précision faites à Kondara (près de Douchambe) ont montré que γ varie dans de larges limites de 0,582 à 0,955 pour des points très proches l'un de l'autre (20 à 50 m - appareils installés soit sur la roche, soit sur un socle en béton). Cette différence pourrait être expliquée par les erreurs de mesures mais les erreurs quadratiques moyennes mensuelles montrent que ces erreurs ne peuvent aucunement couvrir les différences en γ aux différents points dans la même galerie.

Nous donnons dans les tables 3 et 4 χ et les différences de phases avec une estimation de la précision des mesures.

Pour Kondara, les erreurs de mesures en différents points varient dans les limites : 0,582 et 0,955. En comparant les longues séries (Poltava : 10 ans) avec les courtes comme celles de Schevtchenko, Samatoevka, il est simple de remarquer que l'erreur des mesures de χ déterminée en ces deux derniers points où les observations ont duré 6 à 8 mois, a été obtenue plus petite que dans le premier point où χ est déterminée d'après une série de onze années. Les observations en ces points ont été faites avec installation des clinomètres dans les galeries de recherches. La sensibilité des clinomètres employés était d'un ordre plus élevé que celle des pendules de Repsold-Levitskii.

En comparant χ obtenu à Schevtchenko et Samatoevka qui se trouvent à cent kilomètres l'un de l'autre, on constate que la différence dans les valeurs d'après les composantes NS et EW est extrêmement faible et se trouve dans les limites des erreurs de mesures.

Nous examinerons maintenant χ d'après les installations des clinomètres dans les galeries de recherches.

Les observations ont été faites en Ukraine et près de Moscou (table 4 - onde M₂).

L'écart des χ est sensiblement plus petit que dans les tables 1 et 2. Pour la composante NS la plus petite valeur χ est égale à 0,541 (Likhovka) et la plus grande à 0,707. Pour la composante EW la divergence est encore plus petite; la plus petite valeur est égale à 0,678, la plus grande à 0,707. La différence dans les χ pour cette composante ne sort pas des limites des erreurs des observations.

Résultats de la détermination de l'onde M_2 en URSS avec une estimation de l'erreur de mesure

Site	NS		EW	
	γ	κ	γ	κ
Poltava I	0,724 $\pm 0,021$	3,2 $\pm 1,0$	0,667 $\pm 0,015$	-0,3 $\pm 0,8$
Poltava II	0,728 $\pm 0,015$	-2,0 $\pm 2,1$	0,660 $\pm 0,022$	-2,7 $\pm 1,2$
Poltava III	0,660 $\pm 0,021$	5,6 $\pm 2,1$	0,702 $\pm 0,018$	0,5 $\pm 2,4$
Schmakovo	0,589 $\pm 0,007$	7,5 $\pm 1,2$	0,718 $\pm 0,008$	-2,1 $\pm 0,6$
Ingoulietz	0,510 $\pm 0,013$	-6,6 $\pm 1,4$	0,665 $\pm 0,008$	2,5 $\pm 0,5$
Torès	0,252 $\pm 0,036$	6,2 $\pm 3,0$	0,608 $\pm 0,010$	-2,1 $\pm 2,4$
Simféropol	0,739 $\pm 0,041$	-34,1 $\pm 7,4$	0,777 $\pm 0,039$	-27,5 $\pm 8,6$
Kiev	0,693 $\pm 0,032$	-3,4 $\pm 1,4$	0,670 $\pm 0,019$	+5,2 $\pm 1,1$
Kalouch	0,622	-4,9	0,650	-14,9
Inkerman	0,737	6,5	0,666	4,8
Karl-Libknehtovsk	0,476	-3,0	0,683	-2,6
Alma-Ata	0,716 $\pm 0,009$	-0,5 $\pm 0,9$	0,725 $\pm 0,011$	9,4 $\pm 1,1$
Kondara I	0,955 $\pm 0,015$	13,6 $\pm 1,9$	0,582 $\pm 0,006$	-7,0 $\pm 1,4$
Kondara II	0,671 $\pm 0,021$	0,3 $\pm 1,3$	0,614 $\pm 0,021$	0,0 $\pm 2,0$
Kondara III	0,814 $\pm 0,017$	-2,9 $\pm 0,7$	0,631 $\pm 0,009$	-3,3 $\pm 5,1$
Aschkabad	0,544 $\pm 0,021$	0,7 $\pm 7,0$	0,655 $\pm 0,048$	2,7 $\pm 5,0$
Kisselikha	0,622 $\pm 0,005$	-0,1 $\pm 0,8$	0,706 $\pm 0,008$	4,4 $\pm 1,6$
Sianovo	0,638 $\pm 0,023$	-6,1 $\pm 6,5$	0,692 $\pm 0,017$	4,8 $\pm 1,0$
Novlinskoe	0,685 $\pm 0,096$	6,8 $\pm 1,8$	0,722 $\pm 0,043$	7,0 $\pm 0,6$
Sianovo III	0,690 $\pm 0,004$	-5,0 $\pm 1,7$	0,675 $\pm 0,011$	-5,0 $\pm 0,1$
Khatoun	0,654 $\pm 0,017$	-2,7 $\pm 1,7$	0,708 $\pm 0,011$	-4,3 $\pm 0,6$
Kazan	0,707 $\pm 0,004$	1,6 $\pm 0,3$	0,710 $\pm 0,004$	-0,1 $\pm 0,5$
Talgar	0,611 $\pm 0,003$	-5,4 $\pm 0,3$	0,712 $\pm 0,004$	2,6 $\pm 0,3$
Sianovo VII	0,662 $\pm 0,007$	-5,1 $\pm 1,2$	0,680 $\pm 0,004$	-4,0 $\pm 0,4$
Sianovo VIII	0,662 $\pm 0,009$	-4,6 $\pm 0,9$	0,698 $\pm 0,002$	-5,3 $\pm 0,7$
Fergana I	0,698 $\pm 0,004$	2,2 $\pm 0,1$	0,691 $\pm 0,004$	3,7 $\pm 0,3$
Saiani I	0,679 $\pm 0,066$	-8,0 $\pm 3,4$	0,636 $\pm 0,017$	6,7 $\pm 2,6$

TABLE 4

Valeurs γ et κ pour l'onde M_2 dans les galeries de recherches en Ukraine

Site	N-S		E-W	
	γ	κ	γ	κ
Darievka	0,633 ±0,011	-3,8* ±1,3	0,682 ±0,008	-6,9* ±0,7
Likhovka	0,541 ±0,027	-5,0 ±2,0	0,678 ±0,021	-6,5 ±1,6
Velikaïa Boudicha	±0,639 ±0,005	0,7 ±0,6	0,704 ±0,011	-5,5 ±0,3
Samotoevka	0,707 ±0,014	0,6 ±1,0	0,704 0,011	-3,6 ±1,3
Schevtchenkovo	0,700 ±0,012	-0,05 ±1,5	0,707 ±0,012	-2,7 ±1,1
Moyenne sans tenir compte de la station de Likhovka	0,670 ±0,020	0,6 ±0,9	0,699 ±0,006	-4,7 ±0,9

* Le signe moins pour la valeur κ désigne le retard de phase de l'onde observée par rapport à la théorique.

La profondeur de la galerie de la station clinométrique de Likhova n'est que de 9 m, la série d'observations la plus courte est de 4 mois. La différence de cette station par rapport aux autres est apparemment déterminée par l'influence des déformations de température, c'est pourquoi les valeurs moyennes de γ et x sont calculées sans la station de Likhovka. Pour la composante NS l'erreur quadratique moyenne était trois fois plus grande que pour la composante EW. Cela s'explique sans aucun doute par l'influence de la température. Les résultats de la région de Moscou sont donnés dans la table 5. Une seule station, Novliknskoe II a une faible précision. Les appareils ont été placés dans cette station à une profondeur de 8 m et l'influence des déformations de température était grande. En comparant γ pour les composantes NS et EW, on peut remarquer que la convergence interne pour la composante EW est sensiblement meilleure que pour la composante NS. L'erreur quadratique moyenne dans la détermination de γ en EW est trois fois plus petite que l'erreur quadratique moyenne de la composante NS.

La valeur maximum γ pour les observations dans les galeries de recherches était 0,791 et la valeur minimum est 0,592 (voir table 5) : les valeurs moyennes obtenues en NS et EW par les observations dans la région de Moscou ne diffèrent qu'au troisième chiffre.

Ainsi, les observations des inclinaisons avec des appareils installés dans des galeries de recherches donnent une valeur plus stable de γ . On peut en dire autant aussi pour la différence des phases observée et théorique. L'erreur quadratique moyenne des mesures de γ dans la direction du méridien en Ukraine (voir table 4) et près de Moscou (voir table 5) est trois fois plus grande que l'erreur pour la composante EW. La raison est sans aucun doute la grande influence de la température sur les inclinaisons dans la direction du méridien par comparaison avec la direction du premier vertical.

TABLE 5

γ et x pour l'onde M_2 dans les galeries de recherches près de Moscou

Site	N-S		E-W	
	γ	x	γ	x
Novlinskoe I	0,791 $\pm 0,004$	7,1 $\pm 0,5$	0,692 $\pm 0,004$	-5,2 $\pm 0,2$
Novlinskoe II	0,592 $\pm 0,015$	-4,8 $\pm 1,5$	0,768 $\pm 0,038$	-7,6 $\pm 0,5$
Sianovo III	0,690 $\pm 0,004$	-5,0 $\pm 0,05$	0,675 $\pm 0,010$	-5,0 $\pm 0,9$
Khatoun IV	0,669 $\pm 0,021$	1,1 $\pm 1,4$	0,733 $\pm 0,025$	-5,7 $\pm 5,1$
Khatoun V	0,620 $\pm 0,009$	-5,7 $\pm 5,1$	0,715 $\pm 0,020$	-3,3 $\pm 1,4$
Khatoun VI	0,676 $\pm 0,015$	-2,6 $\pm 0,9$	0,707 $\pm 0,006$	-4,0 $\pm 2,4$
Sianovo VII	0,662 $\pm 0,007$	-5,1 $\pm 1,2$	0,680 $\pm 0,004$	-4,0 $\pm 0,4$
Sianovo VIII	0,662 $\pm 0,007$	-4,6 $\pm 1,1$	0,698 $\pm 0,006$	-5,3 $\pm 0,5$
Moyenne sans tenir compte du point de Novlinskoe II	0,669 $\pm 0,020$		0,700 $\pm 0,007$	

Les valeurs moyennes de γ et x pour toutes les mesures en URSS (voir table 2) sont :

$$\text{en NS} \quad \gamma = 0,653 \pm 0,015 \quad x = -1,8 \pm 0,9$$

$$\text{en EW} \quad \gamma = 0,683 \pm 0,007 \quad x = -2,0 \pm 0,9$$

En comparant γ obtenu pour les composantes NS et EW, on peut remarquer que la différence est plus grande que l'erreur quadratique moyenne de mesure mais cela est dû, comme on l'a déjà dit plus haut, avant tout par l'influence systématique de la température sur la marée semi-diurne lunaire principale M_2 .

La valeur de γ dans la direction EW est moins troublée par les variations de température et est en effet déterminée avec une grande précision, c'est pourquoi à présent pour étudier un modèle de la structure interne de la Terre, il est mieux de prendre les valeurs γ , x , les nombres de Love k et h en partant des moyennes de la composante EW :

$$\gamma = 0,683 \pm 0,007, \quad k = 0,317 \pm 0,007, \quad h = 0,634 \pm 0,014$$

$$x = -2,0 \pm 0,9.$$

Liste des stations clinométriques sur le territoire d'URSS

1. Poltava I	19. Kondara III	37. Kizel
2. Poltava II	20. Achkhabad	38. Tchistiakovo
3. Schmakovo	21. Kisselikha	39. Garm
4. Ingoulietz	22. Sianovo I	40. Poulkovo
5. Torès	23. Novlinskoe	41. Koungour
6. Simféropol	24. Sianovo II	42. Novossibirsk
7. Darievka	25. Khatoun	43. Baikal
8. Kiev	26. Kazan	44. Counrad
9. Veliki Boudicha	27. Talgar	45. Lvov
10. Chevtchenkovo	28. Sianovo III	46. Ingouri
11. Samatoevka	29. Sianovo VII	47. Soukor
12. Likhovka	30. Fergana	48. Tomsk
13. Kalouch	31. Saïani	49. Tartu
14. Inkerman	32. Tchcirkei	50. Katerinovka
15. Libknekhtovsk	33. Tbilissi	51. Yalta
16. Alma-Ata	34. Zeïa	52. Tachkent
17. Kondara I	35. Appatiti	53. Kampir-Ravvat
18. Kondara II	36. Chikotan	54. Toktogoul
		55. Obninsk