

14. April 1982

#2.401 c

**AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR**  
**Forschungsbereich Geo- und Kosmoswissenschaften**  
**ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE**

**Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde**  
**Nr. 63 Teil III**

Q  
2548  
—  
6313

16



**4th International Symposium**  
**Geodesy and Physics of the Earth**  
**G.D.R. Karl-Marx-Stadt, May 12th-17th, 1980**

**PROCEEDINGS**

**Part III**



**Editor: The Director of the Central Earth Physics Institute Potsdam**

**Als Manuskript gedruckt Potsdam 1981**

C o n t e n t s  
I n h a l t s v e r z e i c h n i s

Part 3

Teil 3

	Page Seite
BARTHA, G.: Tiltrecords in a Coal Mine	532
BIRÓ, P.; VÖLGYESI, L.: Geodynamic Interpretation of Repeated Gravity Observations	541
BJERHAMMAR, A.: The Uplift Process in Fennoscandia and the Corresponding Geopotential Field from Satellites	554
BUDZINSKI, H.; VOLLSTÄDT, H.: Hochdruckuntersuchungen und der Aufbau der Lithosphäre	582
BYL, J.: Langperiodische Anteile der Lotschwankungen und der Einfluß offener Gewässer	595
ELSTNER, C.; SCHWAHN, W.: On Non-Tidal Gravity Variations in the Diurnal Range	601
ЕРШАНОВ, Ж. С., ГАРАГАШ, И. А., КУРАЛБАЕВ, З.: Механизм общекоровых вертикальных движений	617
HALMOS, F.: Problems in Determination of the Geoid, of Recent Crustal Movements and Geodynamic Processes	631
HARNISCH, M.: Methode zur Gangelimination bei sehr langen Reihen von Gravimetermessungen	657
KACZOROWSKI, M.: Indirect Effects at Station Książ	667
KAUTZLEBEN, H.: The Contribution of Alfred Wegener to Geodynamics (Abstract)	675
LATYNINA, L. A. u.a.: Über die Ergebnisse von Strainmetervergleichsregistrierungen in Tiefenort	676
MEIXNER, H.; FENK, J.: Krustenbewegungen im Einflußbereich von Tagebauen im Lockergebirge	693
MOLODENSKY, S. M.: On the Connection between Gravity Variations and Vertical Displacements of the Earth's Surface	701
ОСТРОВСКИЙ, А. Е., ФАНДУШИНА, Н. А.: Локальные аномалии приливных наклонов	707
SCHÄDLICH, M. STEINBERG, J.: Auswertung von Wiederholungsnivellements mit mathematisch-statistischen Verfahren	719
SCHÜLER, R.: New Interferometric Techniques for Measuring Horizontal Earth Crustal Movements	726
SCHWAHN, W.: Meteorological Processes and their Connection with the Covariance Function of the Statistical Part in Gravimetric Registration Series	733

	Page
	Seite
SIMON, D.; SCHIROKOW, I. A.: Der Einfluß der Meereszeiten auf die klimo- metrischen Gezeitenresultate von Ost- und Westeuropa	744
STRANG van HEES, G. L.: Gravity Measurements on the North Sea	766
TOTOMANOV, I. N.; VRABLIANSKI, B. G.: Some Regularities in the Manifestation of the Recent Vertical Earth's Crustal Movements in Bulgaria and Adjacent Territories	769
VARGA, P.: Displacements of the Earth Surface Caused by External Forces	793
ВРЪБЛИНСКИИ, Б.: Тектоническая предестинация современных вертикальных движений земной коры в Болгарии	808
ZABEK, Z.: Investigations in the Czorsztyn - Geodynamical Test Field	821

## Tiltrecords in a Coal Mine

/Gábor BARTHA/ 1)

In 1978 in the south part of Hungary on the seventh level of the Széchenyi mine /Mecsek Coal Company/ horizontal pendulums and a gravimeter were installed for recording earth tides. All mines of the Mecsek Coal Company are endangered by gas-eruptions. Therefore one of the goal of recording was to investigate a possible connection between gaseruptions and earth tides effect or local movements.

Here we report on the recording with horizontal pendulums and on their analysis wich could be perhaps of interest for audience of this symposium.

1. The underground observatory has been set up in a not working area, near shaft in an engine chamber. It lies in a Liassic hard coal layer in a depth of ~600 m. The place of the pendulums was formed with the same well-known method as in the Sopron observatory. A niche 2x1 m size was engrawed into the coal wall. At the bottom of the niche a 10-15 cm thick sand bad has been installed on which four artificial stone pillars are swimming. The horizontal pendulums - a pair of Tomaschek-Ellenberger type and a pair of capacitive pendulums - were installed on the pillars. The scetch of the observatory and the forming of the

1) Hungarian Academy of Sciences, Geodetic and Geophysical Institute. H-9401 Sopron, Muzeum Str. 6

niche are demonstrated on Fig. 1. The inside of the observatory is illustrated on Figs. /2/, /3/, /4/.

The directions of the pendulum arms were East-West and North-South. The movement of the arms of TE pendulums was recorded with the classical photographic method. The light from the arm mirror was projected to a photodrum. Checking and paper change were made weekly. The first effective recording was made with the TE pendulum pair.

After the start in turned out soon that this place had a very big local movement - the local tilt had the amplitude 2-3 orders higher than that of the earth tides - therefore on this place to get earth tides records with the horizontal pendulums was perfectly impossible. But we were interested in the local movement effect as well as in the earth tides, therefore the recording was continued. Of course the sensitivity of the pendulums had to be decreased to about the tenth part of the normal. In such a way we got the records which can be seen on the Fig. /5/. These were got after a four months recording period. Before the interpretation of the records, I'd like to speak about the analysis method of the rough records. The curves on Fig. /5/ are

already an intermediate product of this analysis.

2. Speaking about the analysis of any local tilt records the first question is the task of the analysis. The short answer is: to give the analytical form of the record. When knowing the analytical form we can give the tilt between any two epochs, and we have possibility to make a careful prediction for the tilt tendency. Further the analytical form is a basis to look for correlations with other local effects.

The photorecords can be characterized as follows:

- a/ The records have many gaps. This fact is the consequence of maintenance and technical problems. There was often happened that the light run out from the drum due to the very big movement.
- b/ On the record a nearly linear trend /further on the polynomial part/ and a harmonical process /further on the harmonical part/ could be observed.

Considering these such an analysis method was elaborated which was suitable to determine the Fourier spectrum of the harmonical part inspite of the gappy data, and to give the factors of the polynomial part /Fig. 6/.

Let  $\alpha/t/$  be the analytical form of a record and  $\omega$  be the frequency on which we'd like to fit a filter for the gappy data. Let  $l/t/$  be an ordinate of the record in the epoch  $t$ , then

$$l/t/ = h \cos (\omega t + \varphi) + d/t/ \quad /1/$$

where  $h, \varphi$  are unknowns and  $d/t/$  an unknown function which denotes that part of the ordinate, which is left over the  $\omega$  harmonic. With simple trigonometric transformation the formula /1/ can be linearized:

$$\begin{aligned} l/t/ &= h \cos \varphi \cos \omega t - h \sin \varphi \sin \omega t + d/t/ - \\ &= x \cos \omega t + y \sin \omega t + d/t/ \end{aligned}$$

$$h = \sqrt{x^2 + y^2} / 2$$

$$\varphi = - \arctg \frac{y}{x} \quad /2/$$

Let the ordinates be the usual hourly equidistance values naturally with except of the vacancies of the record. Let us assume that the following conditions are valid for the neighbouring ordinate couples without gap between them:

$$\begin{array}{ccc} \vdots & \vdots & \\ d/t/ & = & d/t + l/ \\ \vdots & \vdots & \\ d/t + n/ & = & d/t + n + l/ \\ \vdots & \vdots & \end{array} \quad /3/$$

Meaning of this conditions is that unknown function  $d/t/$  as approximated with a histogram, and the continuity is required only for two hours.

The correction equation system is:

$$\begin{aligned} \text{I. } & l/t/ + v/t/ = x \cos \omega t + y \sin \omega t + d/t/ \\ \text{II. } & l/t+1/ + v/t+1/ = x \cos[\omega/t+1/] + y \sin[\omega/t+1/] + d/t+1/ \end{aligned} \quad /4/$$

Let us perform now the following symbolical operations for all system:

$$\text{I} - \frac{1}{2} / \text{I} + \text{II} / \quad /5/$$

$$\text{II} - \frac{1}{2} / \text{I} + \text{II} /$$

Using the conditions /3/ such correction equation system is got which not contains the unknown function  $d/t/$  and the new corrections are the same as the original ones. This is the consequence of the least square method hence it can be written:

$$v/t/ + v/t + 1/ = 0 \quad /6/$$

In matrix symbol:

$$\underline{\underline{L}} + \underline{\underline{V}} = \begin{bmatrix} \underline{\underline{C}}, & \underline{\underline{S}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \underline{\underline{X}} \\ \underline{\underline{Y}} \end{bmatrix} \quad /7/$$



From the least square method

$$\begin{bmatrix} \underline{X} \\ \underline{Y} \end{bmatrix} = \left\{ \begin{bmatrix} \underline{C} \\ \underline{S} \end{bmatrix}^T \begin{bmatrix} \underline{C} \\ \underline{S} \end{bmatrix} \right\}^{-1} \begin{bmatrix} \underline{C} \\ \underline{S} \end{bmatrix}^T \underline{L} = \underline{F} / \omega / \underline{L} \quad /8/$$

By means of the filter  $\underline{F} / \omega /$  the amplitude and phase lag of the  $\omega$  harmonic can be got from gappy data series  $\underline{L}$ .

The total process of this method is that a frequency series  $\omega_i$  are chosen by the user; and for this series are made the  $\underline{F}(\omega_i)$  filters. With this filter series the Fourier spectrum of the record can be determined. From this spectrum the characteristic frequencies are chosen and by means of these harmonics is the harmonical part of the record can be given. So, we can write:

$$\alpha / t / = \sum_{i=1}^k h_i \cos / \omega_i t + \rho_i / + \beta_1 t + \beta_2 t^2 + \dots \quad /9/$$

from which the factors of the polinomial part must be determined. These factors can be get with a new simple least square adjustment.

3. Returning to the records got in the mine, the analysis gave the following results /Fig. 7/

harmonical part

characteristic	$\omega_1 \sim 0,5^\circ/\text{hour}$	periods $\sim 30$ day
frequencies	$\omega_2 \sim 1,4^\circ/\text{hour}$	periods $\sim 11$ day

polinomial part

factors

$$\beta_1 = 0.1863 \frac{\text{sec}}{\text{day}}$$

$$\beta_1 = 0.0676 \frac{\text{sec}}{\text{day}}$$

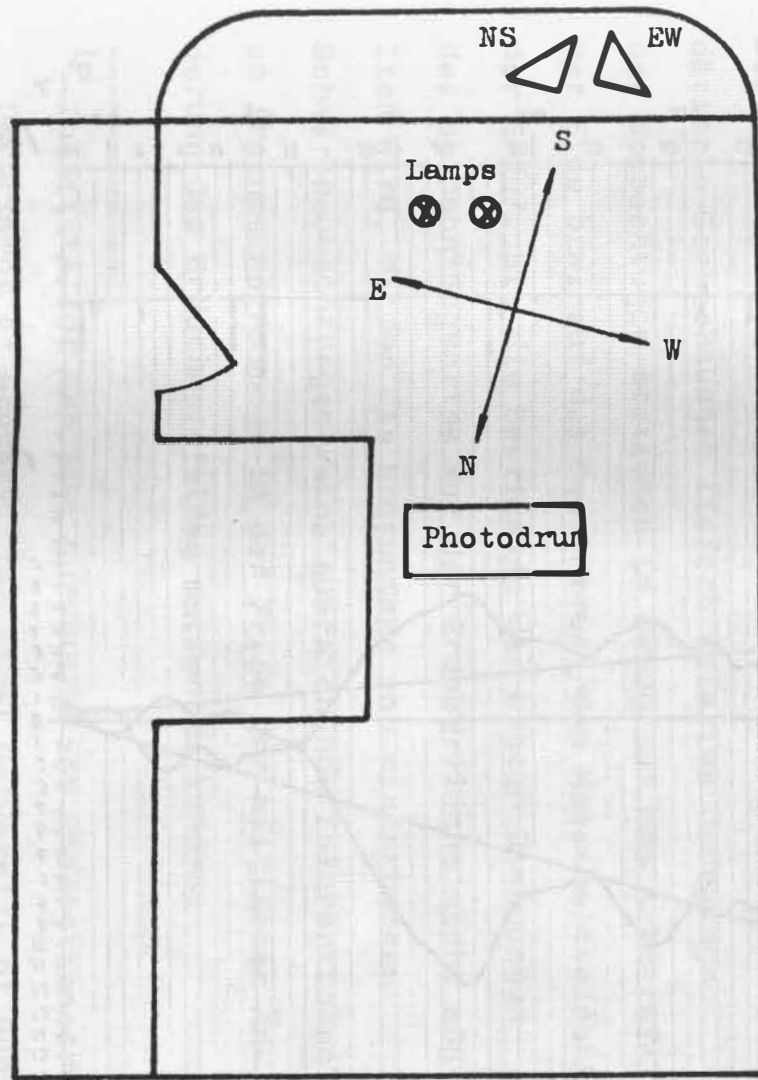
EW component

NS component

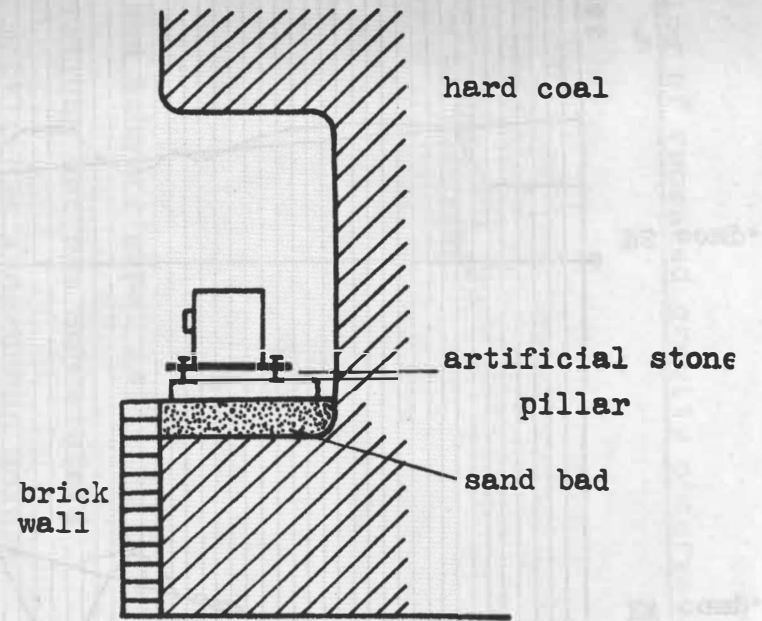
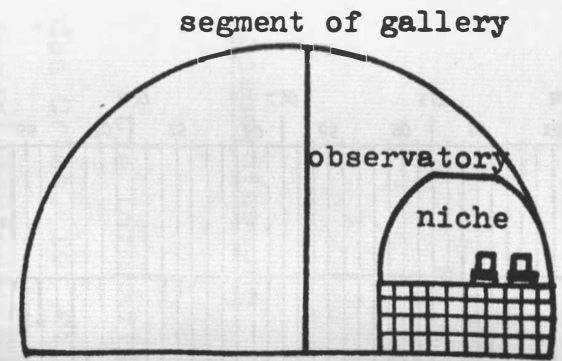
The vectorial sum of the polinomial part of the two components, lies in the plain perpedicular to the long-axis of the gallery. This effect can be interpreted as the tilt of the gallery floor. The interpretation of the harmonical part is a harder task. As seeing on /Fig. 5/ there is no correlation between precipitation and local tilt. The harmonical part can be interpreted perhaps as a possible "oscillation" in the tilt of the gallery floor.

Summarizing the tilt records with horizontal pendulums may be useful complements to the investigations of the movements in mines. First of all the interpretation of the tilts must be developed and their connections to other local effect must be cleared.

(Die Abbildungen 2, 3, 4, 6 und 7 lagen der Redaktion nicht vor.)



scetch of the observatory



niche in the hard coal wall

Fig. 1

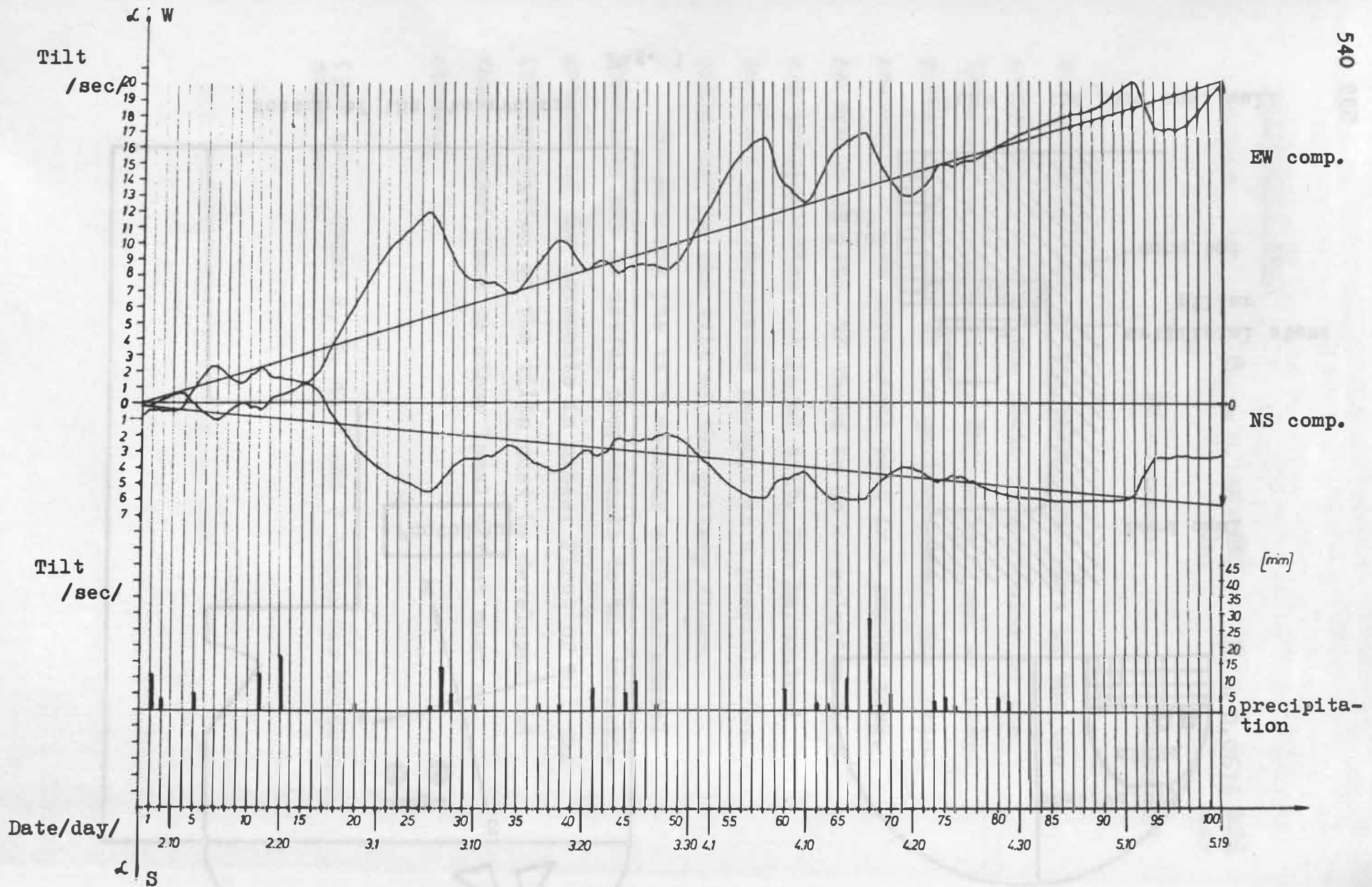


Fig. 5

Geodynamic interpretation of repeated gravity observations

by

P. Biró<sup>1/</sup> - L. Völgyesi<sup>1/</sup>Zusammenfassung

Die Intensität eines Schwerefeldes ist eine Funktion des Ortes. Ist die Verteilung der das Schwerefeld hervorgerufenen Massen zeitlichen Änderungen unterworfen kann die beobachtete Schwereänderung einer Station auf der Oberfläche der Masse als Funktion der Änderung des Schwerefeldes und der Verlagerung des Beobachtungsortes ausgedrückt werden. Wiederholte geodätische Beobachtungen liefern relative Bewegungen der Beobachtungsstationen in Bezug auf das Schwerefeld der Erde bzw. auf das Geozentrum /den Massenmittelpunkt der Erde/. Bis die Bestimmung der wahren Bewegungen des Beobachtungsortes auf der Erdoberfläche nicht möglich wird, bilden die Ergebnisse von wiederholten Schwerebeobachtungen keine ausreichende Informationen um irgendeine Aussage in der Frage der zeitlichen Änderung des Erdschwerefeldes machen zu können.

-----  
<sup>1/</sup> Institute for Geodesy, Surveying and Photogrammetry,  
 Department of Geodesy, Technical University of Budapest  
 H-1521 Budapest

With the development<sup>of</sup> our knowledge in geodynamics, the earlier static aspect in connection with the Earth, a part of which, among others, is the assumption being Earth's gravity field constant in time, can be regarded less and less acceptable. Nowadays, on the basis of the modern dynamic view increasingly more people are dealing with the possibility of the non tidal variation of gravity that is the long period and the secular change of Earth's gravity field. These changes are caused by more or less known processes as e.g. the surface tectonic motions or the extensive mass rearrangements assumed in the deeper parts of the Earth. Lately, as a consequence of the recent development of instruments and methods, observations of gravity of special accuracy can be carried out, the accuracy of which surpasses the assumed order of this type of changes of the gravity field.

On the basis of the present practice, from the repeated observations of gravity performed on the physical surface of the Earth authors have concluded to the stability resp. variations of the Earth's gravity field. At the same time other examples show that the observed changes of heights are connected with gravity changes observed just there.

Thus the question arises whether in any Earth surface point the time change of the gravity field or the displacement of the Earth surface for any reason can be calculated only from the change of gravity. To answer

the question the change of gravity in time in arbitrary Earth surface point has to be given physical contents - i. e. it has to be interpreted precisely.

The change of gravity for any reason on the surface of the Earth can be given by the differential formula

$$dg = \frac{\partial g}{\partial W} \cdot dW \quad /1/$$

However this relation can easily mislead us, as at first sight it shows that from the change of gravity  $g$  the variation of the potential  $W$  of the gravity field can be calculated. If the physical contents of  $dW$  is examined then we can be convinced easily that actually it is not possible.

The  $dW$  in relation /1/ represents the total change of potential in any point of the physical surface of the Earth. This change of the potential can be traced back to two independent reasons. One of the possible reasons is the displacement and rearrangement of the inner masses generating Earth's gravity field /e. g. the displacement of the solid core of greater density of the Earth in the fluidal outer core of smaller density/. As a result of it in given Earth surface point both the gravity itself and its potential will change, termed usually as the non tidal variation of gravity field. Another cause of the change of potential can be

that as a consequence of different surface geological processes /e. g. rock compaction, etc./ the station itself shifts in space, and by this it gets to a location with an other potential.

Let's examine, first, in case of inner mass rearrangement the change of potential in any arbitrary Earth surface point assumed motionless.

In epoch  $t = 0$  the potential in the surface point generated by the mass point  $m_i$  inside of the Earth in point  $O$  is

$$W_i = k \frac{m_i}{r_i}$$

where  $r_i$  is the distance between points  $O$  and  $P$ . Now if for epoch  $t = t_1$  the mass point  $m_i$  moves to point  $Q$  from its original position in the way seen in Figure 1, the potential accordingly will be:

$$W'_i = k \frac{m_i}{|\bar{r}_i - \delta \bar{u}_i|}$$

Then in point  $P$  assumed to be in unchanged position the variation  $\delta W_i / W_i$  of the potential appearing because of the displacement  $\delta \bar{u}_i$  of mass point  $m_i$  is



$$\delta W_i / u / = W_i' - W_i = k \frac{m_i}{r_i} \left/ \frac{r_i}{|\bar{r}_i - \delta \bar{u}_i|} - 1/ \right. /2/$$

If not only one mass point of Earth's core but a system of  $n$  points does change its location then the change of potential in the surface point  $P$  will be

$$\delta W / u / = \sum_{i=1}^n \delta W_i / u / = k \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{r_i} \left/ \frac{r_i}{|\bar{r}_i - \delta \bar{u}_i|} - 1/ \right. /3/$$

Let's suppose that in the Earth's core there is no kind of mass rearrangement and let's examine now the case when the potential will be changed only because of the displacement of the Earth's surface. In this case, if the observation station moves in the gravity field of mass point  $m_i$  from point  $P$  with the potential  $W_P$  to point  $P'$  with the potential  $W_{P'}$ , then the potential change corresponding to the displacement  $\delta \bar{v}$  /Fig. 2/ can be expressed by

$$\delta W_i / v / = k \frac{m_i}{|\bar{r}_i + \delta \bar{v}|} - k \frac{m_i}{r_i} .$$

This will be in the case of  $r_i \gg v$  and taking only the vertical component  $\delta r$  of the surface displacement of general direction  $\delta \bar{v}$  into consideration

$$\delta W_i / r / = - k \frac{m_i}{r_i^2} \delta r$$

and finally for the Earth

$$\delta W/r/ = - g \cdot \delta r \quad /4/$$

Further on let's examine the general case when the potential change  $dW$  in /1/ takes place as a consequence of the common existence of the previous two reasons. For this case the absolute value of the change of gravity can be calculated by using Eq. /1/ in the form:

$$\delta g = \frac{\partial g}{\partial W} / \delta W/u/ + \delta W/r/ /,$$

or regarding /4/;

$$\delta g = \frac{\partial g}{\partial W} \delta W/u/ - \frac{\partial g}{\partial W} g \cdot \delta r \quad ,$$

being  $\delta W/r/$  the change of potential caused by the vertical displacement  $\delta r$  of the station and  $\delta W/u/$  the potential change in consequence of the physical reasons /rearrangement of masses/ taking place in the Earth's interior. However the partial derivative  $\partial g / \partial W$  can be written in another way:

$$\frac{\partial g}{\partial W} = \frac{\partial g}{\partial r} \cdot \frac{\partial r}{\partial W} = - \frac{1}{g} \frac{\partial g}{\partial r}$$

where  $\partial g / \partial r$  is the vertical gradient of gravity. Considering this and neglecting the superscript /u/

$$\delta g = \frac{\partial g}{\partial W} \delta W - \frac{\partial g}{\partial r} \delta r \quad . \quad /5/$$

Among the quantities in /5/ the variation of gravity  $\delta g$  on the left side of the expression can be determined by observations and from it we usually want to deduce the change of  $\delta W$  - the non tidal variation of the gravity field.

Our repeated observations of gravity can lead to two types of result: we can find either that within the observed period  $\delta g = 0$ , i.e. gravity has not changed; or repeated observations result in other values thus  $\delta g \neq 0$ .

First let's examine the case when  $\delta g = 0$  will be observed. On the basis of /5/ this can occur in two cases:

One case is when  $\delta W = \delta r = 0$ ; i. e. it has actually nothing happened - thus neither the gravity field of the Earth has been changed /  $\delta W = 0$  / nor the station has moved /  $\delta r = 0$  /. Knowing the dynamism of the Earth this possibility is hardly feasible.

The other possibility of observed  $\delta\bar{g} = 0$  is if

$$\frac{\partial g}{\partial W} \delta W = - \frac{\partial g}{\partial r} \delta r, \quad /6/$$

thus the change of the gravity field will be compensated by a deformation of the Earth's surface corresponding with it. This could be experienced in the case of a model Earth, where the lithosphere reacts as fluidity to the long period secular changes of gravity field. Or reversed we can say: if lithosphere behaved as fluidity we could observe only  $\delta\bar{g} = 0$  variations on the surface, but according to /5/ we must not conclude from them that in the meantime the gravity field has not been changed. So it can be stated that under the assumption of a lithosphere reacting as fluidity it is in principle impossible to determine the time variation of Earth's gravity field only on the basis of repeated observations of gravity carried out on the Earth's surface.

Another possible result of the repeated observations of gravity can be that within the observed period gravity has been changed, thus  $\delta\bar{g} \neq 0$ . If this will be derived from the observations the lithosphere cannot be considered to behave as fluidity because in the case of  $\delta\bar{g} \neq 0$  /6/ does not exist.

$\delta g \neq 0$  can occur in the following three cases.

According to a first possibility  $\delta g \neq 0$  can arise so that  $\delta r = 0$  consequently  $\delta W \neq 0$ . In this case the change of potential is a consequence of internal mass rearrangements;  $\delta r = 0$  means that lithosphere is entirely rigid, thus it is not able for any kind of deformation. As an example let's imagine a model Earth having a rigid crust, a fluid external core and an eccentric solid inner core. If the inner core of greater density moves in the fluid material of the external core of smaller density, the change of gravity field can be experienced at the rigid Earth surface. In this case - excluding the possibility of surface displacements - on the basis of the repeated gravity observations  $\delta W$  can be calculated - that is the time variation <sup>of</sup> the gravity field can be determined. After having considered the further possibilities we shall see that the variation of the gravity field can be determined by gravity observations at the Earth's surface only in this exceptional case.

According to an other possibility  $\delta g \neq 0$  can be imagined if  $\delta W = 0$  and  $\delta r \neq 0$ . So if we assume that  $\delta W = 0$  - i.e. a constant gravity field - then the experienced change of gravity can be caused only by the displacement of the Earth surface point. Such surface displacements can take place because of

local geological /tectonic/ reasons, as a consequence of which the observed point gets at a new location of an other potential value in the space. In this case, the change of Earth's gravity field is not questionable, as its possibility has been excluded. So it can be stated that the vertical displacement of any point, at the Earth's surface can be determined on the basis of repeated gravity observations Using Eq. /5/ only under the condition if the real change of the gravity field has been excluded.

At last a third case is the general case, when  $\delta g \neq 0$  if  $\delta W \neq 0$  and  $\delta r \neq 0$ ; i.e. the observed change of surface gravity appears as the resultant of the two effects. In this variant the real change of the field can be determined only in two special cases: on one hand if  $\delta r$  could be observed in some way; on the other hand if  $\delta r$  could be expressed as any known function of  $\delta W$ . First let's deal with this second possibility. If the displacement of the Earth surface  $\delta r$  were any function of the change of gravity field then it could be expressed mathematically in the form

$$\delta r = f / \delta W / \quad . \quad /7/$$

Substituting it into /5/ it would be:

$$\delta g = \frac{\partial g}{\partial W} \delta W - \frac{\partial g}{\partial r} f / \delta W / . \quad /8/$$

On the basis of relation /8/ in the knowledge of the function /7/ the change of gravity field could be determined unequivocally. However the determination of the function /7/ is not a simple task, it can be done only approximately in cases of adequate Earth models. Such a function can be given e.g. on the basis of Love's theory of elasticity:

$$\delta r = h \frac{\delta W}{D \cdot g} \quad /9/$$

where  $D = 1-h+k$  is the ratio of the potential change of the real elastic and a totally rigid Earth mass,  $h$  and  $k$  are Love's numbers characterizing the elasticity of the Earth mass. - The figures of  $h$  and  $k$  are different at different Earth models, e.g.  $h=1$  in case of a fluid lithosphere,  $h=0$  in case of a lithosphere assumed to be entirely rigid and  $0 < h < 1$  in case of the elastic lithosphere.

Thus to give relation /9/ numerically is possible only by giving a known Earth model.

In the case of the real Earth a further term must be added to relation /9/ because of the local

geological-tectonic movements

$$\delta r = f / \delta W + b$$

being  $b$  the unknown surface displacement of the Station.

Finally the real change of the gravity field could be determined in the general case of  $\delta W \neq 0$  and  $\delta r \neq 0$  even in that case if  $\delta r$  could be observed in some way. Then  $\delta W$  could be calculated with known  $\delta g$  and  $\delta r$  through Eq. /5/

But unfortunately  $\delta r$  is composed of two parts as it can be seen in Figure 3

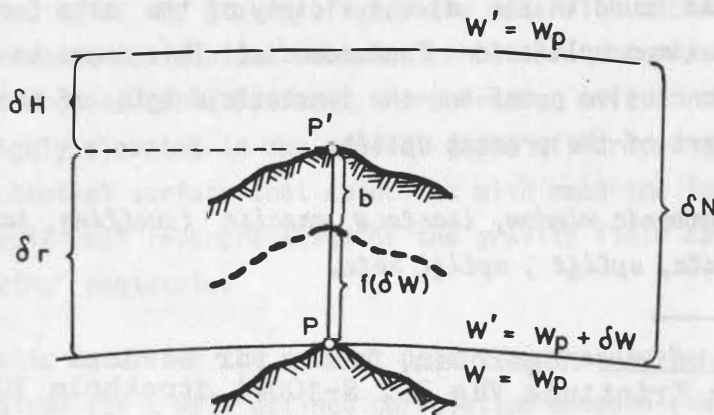
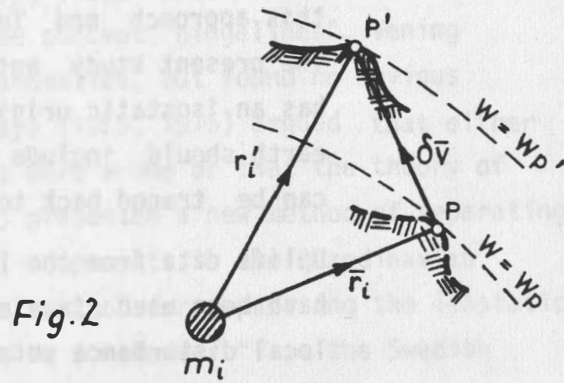
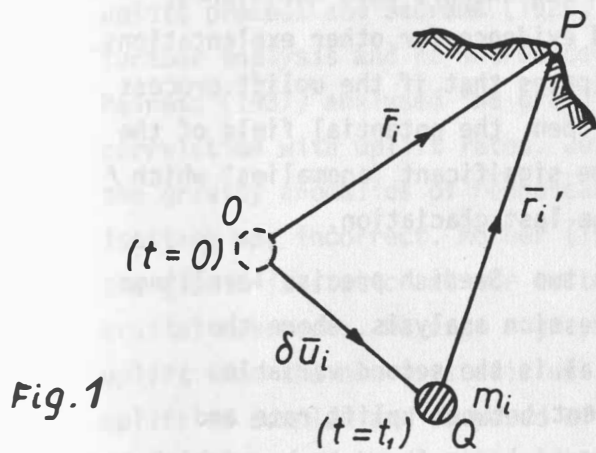
$$\delta r = \delta N - \delta H$$

being  $\delta H$  the change of height of the Earth surface point  $P$  as compared to the displaced level surface with potential  $W' = W_p$ , and  $\delta N$  the vertical displacement of the level surface - that is unknown and so far we do not know any possibility to determine it.

Summarizing the facts mentioned so far we can state that in any Earth surface station only from the observed change of gravity, in the cases of practice, unambiguous conclusion can be drawn neither to the time variation of Earth's gravity field nor



to the real vertical displacement of the surface point. If the repeated observations of absolute gravity at the same Earth surface station significantly differ from each other, our only conclusions can be that lithosphere does not behave as fluidity.



The Uplift Process in Fennoscandia and the Corresponding Geopotential Field from Satellites.

Arne Bjerhammar 1/

The Fennoscandian uplift process has been studied for considerable time. Most modern authors have accepted the hypothesis of an isostatic origin for the major part of the present uplift. A few authors have questioned this approach and found evidence for other explanations. The present study anticipates that if the uplift process has an isostatic origin, then the potential field of the earth should include some significant "anomalies" which can be traced back to the last glaciation.

Uplift data from the last two Swedish precise levellings have been used in a regression analysis where the local disturbance potential is the second variable. The correlation coefficient between uplift rate and the local disturbance potential was found to be as high as 0.96 when using present available satellite data for the potential. The peak value of the disturbance potential was found in the direct vicinity of the site for the maximum uplift for Fennoscandia. This seems to give a conclusive proof for the isostatic origin of the major part of the present uplift.

*Harmonic window, isostasy, precise levelling, satellite data, uplift, uplift rate.*

---

1/ Kungl. Tekniska Högskolan, Inst. för Geodesi  
Drottning Kristinas Väg 30, S-10044 Stockholm 70

## 1 UPLIFTS IN FENNOSCANDIA

The Fennoscandian uplift has been studied by several authors. Mörner (1979) gives an excellent review of all the major contributions in this field. The isostatic origin of the present uplift was first documented by de Geer (1888). Varve dating was used by Lidén (1938) at the center of the uplift area. Further observations were made by von Post (1947). Mörner (1969) made numerous measurements of the uplift with the use of  $C^{14}$  dating. Niskanen (1939, 1943) made an analysis of the uplift process and Sauramo (1928, 1939, 1955, 1958) contributed with further analysis and he introduced the concept "hingelines". Vening Meinesz (1937) analysed the gravity anomalies, but found no obvious correlation with uplift rates. Jeffreys (1959, 1975) argued that either the gravity anomalies of Fennoscandia were wrong or that the theory of isostasy was incorrect. Mörner (1973) presented a new method of separating the glacio-isostatic and the tectonic components in the Scandinavian crustal movements. He used a graphical method for separating the isostatic uplift from the non-isostatic uplift. He concluded: "... the Swedish uplift is complex and composed of two factors; one glacio-isostatic factor that decreased continuously with time and distance from the periphery and died out some 2000-3000 years BP, and one "tectonic" factor that has remained constant and is responsible for the present uplift." Earlier studies of the gravity field were made with rather incomplete data. Therefore, now obvious correlation between the gravity field and the uplift process could be found. Furthermore, most of the Fennoscandian area is highly elevated in the general geoid of Europe. (The geoid is the equipotential surface that coincides with mean sea level.) This means that a traditional interpretation of the gravity field can only result in a "sinking" peninsula.

The isostatic nature of the present uplift can hardly be accepted if no proof is given for a well defined correlation between the geopotentials and the uplift rate. Such a correlation has up to now not been proved in a convincing way.

See also: Asplund (1968), Bergsten (1930,1954), Berzelius (1843), Balling (1979), de Geer (1890,1898), Donner (1977), Kääriäinen (1953,1966), Mörner (1976,1977), Niskanen (1939,1943), Rosén (1886-1905), Witting (1943) and Ase (1969).

## 2. THEORETICAL ASPECTS

Geophysical interpretation of the potential field can be made with the use of "harmonic windows" in the spherical harmonic expansion of the geopotential. This technic was independently presented by Bjerhammar (1976) and March (1976). There are no principal differences between the two methods but the first study is making use of the disturbance potential for the local area (local geoid anomaly) and the second study is referred to the gravity anomaly. (It should be emphasized that the gravity anomaly (free air) has no direct link with the geophysical parameters because this anomaly is the difference between the true gravity at the actual point and the theoretical gravity at a different point displaced by the quantity corresponding to the geoidal height. See below.)

We are here going to follow the first procedure and give an elementary presentation of the applied procedure.

Definitions:

### 1. Geopotential $W$

$$W_J = GM \int_V \frac{\rho_i}{r_{ji}} dV_i + \frac{1}{2} \omega^2 r_j^2 \cos^2 \phi$$

where  $W_J$  is the geopotential at the point  $P_J$ ,  $G$  the Newtonian gravity constant,  $M$  the mass of the earth,  $\rho_i$  the density at the moving point,  $r_{ji}$  the distance between the point  $P_J$  and the moving point,  $dV_i$  the volume element,  $\omega$  the angular velocity of the earth,  $r_j$  the geocentric distance of the point  $P_J$  and geocentric latitude.

### 2. Gravity $g$

$$g_j = - dW/dr_j$$

### 3. Gravity anomaly $\Delta g$

$$\Delta g_j = (g_j - \gamma_z)$$

where  $g_j$  is gravity at the point  $P_J$  and  $\gamma_z$  is the corresponding theoretical gravity for a point with the same potential. (Note all gravity anomalies have an obscure reference which can only be eliminated after solving complicated integral equations. This is also true for the Boguer anomaly

and the isostatic anomaly. They all give controversial geophysical information.)

#### 4. Disturbance potential $T$

$$T_J = W_J - U_J$$

where  $U_J$  is the theoretical potential at the actual point  $P_J$ .

(Note. The theoretical potential is defined for a model earth with known mass and rotation. This definition is made by the International Association of Geodesy.)

#### 5. Gravity disturbance (- $dT/dr$ )

5. This quantity has a natural geophysical meaning. Most authors make interpretations of the gravity anomaly as if it was the gravity disturbance.

#### 6. Harmonic variable

The potential  $V$  is a harmonic variable if it satisfies the Laplace condition

$$\nabla^2 V = d^2V/dx^2 + d^2V/dy^2 + d^2V/dz^2 = 0$$

The geopotential is not a harmonic variable because it includes the centrifugal part of the potential. All disturbance potentials are normally harmonic quantities (at least good approximations). Harmonic variables can be expanded in spherical harmonics. Cf below.

#### 7. Harmonic window

If a potential is expanded in spherical harmonic, then a power series is used. A selected section of this power series represents a harmonic window in our presentation. The complete power series represents all gravity information from the interior of the earth. This information is so complex that an interpretation is extremely difficult. If we have a well defined problem then we can focus our study to the actual information by excluding such degrees of the power series which only carry bias or noise with respect to the selected parameter. A harmonic window is the obtained.

An early study was made with the use of satellite data combined with terrestrial data up to degree 30 (Bjerhammar 1977). This study revealed that the harmonic window with degrees 10-30 clearly indicated the existence of a depression in the Fennoscandian geoid.

See also: Andrews (1974), Cathles (1979), Clark (1978), Gutenberg (1941) and Svensson (1980).

### 3 THE GEOPOTENTIAL FIELD

There are two ways for obtaining the gravity field of some area on the earth. The classical method was making use of discrete gravity observations at the surface of the earth. This technique is rather limited because surface measurements of the gravity are rather difficult to perform on the oceans. Furthermore, many countries have serious restrictions on the distribution of gravity data. Therefore, studies of the geopotential field with the use of terrestrial data were normally rather incomplete and often directly misleading.

Satellite observations make it possible to make rather detailed studies of the potential field of the earth. The advantage with this method is that we obtain a much more homogeneous presentation. There is furthermore a natural filtering. The local disturbances from the terrain are of no interest for a study of the isostatic parameters but are very difficult to filter out with traditional numerical filters. The gravitational force attenuates with the square of the distance and this means that we have very little contribution from higher harmonics at the satellite altitude. Local anomalies from the topography are apparently less critical with this procedure. Terrestrial gravity data are normally not available for the "East of Europe". However, satellite data have a global coverage and no national borders cause any problems. We have still some practical limits. Complete spherical harmonics were only available to degree 23 when making this study. Additional harmonics were available up to degree 30 in a somewhat incomplete way.

Standard deviations of the individual harmonics are obtained from the original solutions and not included here. We include instead the complete listings of two sets of solutions.

1:0 Grim 2<sup>x</sup>)

2:0 Goddard flight center Gem 10 (satellite data)

We have not listed the standard deviation, which we think should be used with some care. However, the difference between the two solutions can be found in the listing. The reader will find considerable differences between individual harmonics of the two solutions. The Gem 10 solution is newer and should be considered to have the best accuracy.

x) Grim 2 is the result of a French German contribution. The original data include terrestrial and satellite data.

The individual harmonics cannot be interpreted straight forward. It must be realized that the potential field or any "window" in the potential field includes a number of harmonics and the integrated values have a remarkable consistency even if the local harmonics include considerable differences.

Standard deviations for the complete gravity field of Gem 10 have been estimated to  $\pm 5$  m when computing the equipotential surface coinciding with mean sea level ("the geoid"). Our study is making use of local harmonic windows (often using degrees 10 - 23).<sup>x)</sup> These harmonic windows have mostly standard deviations of approximately  $\pm 2$  m.

Spherical harmonics are used with many different normalizations. We have here used fully normalized spherical harmonics.

The spherical harmonic presentation we have used is the following one:

$$V = (GM/(r_j)) \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm} \sin\phi$$

where

$G$  = Newtonian constant

$M$  = mass of the earth

$r_j$  = radius of the earth

$P_{nm} \sin$  = associated Legendre polynomial

$C_{nm}, S_{nm}$  = harmonic constants

$n$  = degree

$m$  = order

$V$  = potential

$\phi$  = latitude

$\lambda$  = longitude

<sup>x)</sup> For a harmonic window of combined satellite and terrestrial data see Bjerhammar. (1976). This was a special solution where satellite data and terrestrial data were mixed. A solution of this type is optimal for the study of the maximal peak value of the geoidal subsidence, but it cannot be used for a determination of the location of the peak value. Such a solution requires homogeneous data. Only satellite data can be used for this purpose.





Our study indicates that we have to use our two levelling systems with some care. If we find an "unexpected" difference between the two procedures, then it is not possible to exclude that the measurements already in the first levelling can explain most of the "error".

The "new" levelling is of very high quality and we have not found it necessary to include the corresponding error analysis for this part. The old measurements dominate in the error budget.

It should be noted that the polygon 2 is found in an area where the uplift is very small. This means that it will be impossible to locate any significant differences between adjacent points inside this rather unfortunate polygon.

We disregard all remaining polygons and compute the standard deviation for a height difference which refers to two points at a distance of 1 km.

$$s = \pm 6.2 \text{ mm}$$

This standard deviation is obtained for 1 degree of freedom. The confidence interval for a risk level of 5 % is (normal distribution postulated)

$$s_{5\%} = \pm 78.8 \text{ mm}$$

For an arbitrary height difference  $h$  between two points at a distance of  $k$  km we have the corresponding confidence interval

$$(h - \sqrt{k} \cdot s_{5\%}) \leftrightarrow (h + \sqrt{k} \cdot s_{5\%})$$

This confidence interval will include the "true" value 95 times out of 100.

Example: In the Sternö area was found a difference between the uplift rates for two points at a distance of approximately 15 km. This difference was recorded to 0.18 mm per year which corresponds to 12.6 mm height difference. The corresponding confidence interval is

$$\pm 304.9 \text{ mm}$$

The recorded difference is not at all significant. <sup>x)</sup>

See also: Rosén (1906), Kääriäinen (1966), Norges oppmåling, Hefte 15, (1966) and Hefte 16, (1967) and RAK (1974).

<sup>x)</sup>The recorded difference in uplift rates must be approximately 24 times larger if it should be accepted as a significant difference! The standard deviation for a height difference between two points at a distance of 1 km is estimated to  $\pm 1.6$  mm in the new precise levelling. Uplift rates are estimated with standard deviations of  $\pm 0.2-0.3$  mm/year according to RAK (1974).

## 5 HARMONIC WINDOW FOR THE UPLIFT

We postulate that if the present uplift in Fennoscandia has an isostatic origin then there must be a geopotential subsidence which can be traced by the movement of the satellites. It is also obvious that there is no clear depression in the Fennoscandian local geoid. Most of Fennoscandia is highly elevated above the international reference ellipsoid. However, this reference surface has no immediate geophysical meaning when analysing the isostatic uplift process. We have therefore to filter out all irrelevant information with the use of a suitable harmonic window. This can be done in two different ways.

### 1. Geometrical design of the harmonic window.

The actual uplift zone of Fennoscandia has an estimated diameter of approximately  $18^\circ$  (geocentric measure). This means that the harmonic window should have a lower limit of degree 10. (We note that  $180^\circ/10 = 18^\circ$ .) Our first harmonic window for Fennoscandia was made with this lower limit. (See Bjerhammar 1976, 1977)

### 2. Statistical design of the harmonic window.

We consider the geometrical design to give a crude estimate of the lower limit and make a regression analysis with the following windows:

Degrees:

8 - 23  
9 - 23  
10 - 23  
11 - 23

The upper limit of this window is defined by the fact that harmonics of higher degree are not available with full coverage from satellite data. The truncation at this limit will not be critical for the location of the statistically predicted uplift center. However, the actual peak value will most certainly be underestimated.

We compute the uplift rates from the two precise levellings of Sweden and express them as a power series of the geopotentials in the harmonic windows described above. The study is made as a regression analysis and the optimal window is obtained when the variance is minimized.

Regression formula:

$$h = x_0 + x_1 N + x_2 N^2 + \dots + x_9 N^9$$

where

$h$  = uplift in mm per year

$N$  = geoidal height in the harmonic window ( $10 < n > 23$ )

$x_i$  = unknown quantities

The set of observation included 856 uplift values.

The study was made for different degrees of the polynomial

Degrees of the polynomial: 1, 2, ... 9.

Degrees of freedom, sum of squares, mean square, F-value and improvement of sum of squares were computed for each degree.

Conclusions:

1. There was a drastic improvement in terms of sum of squares for the first polynomial of degree 1. Formula:  $h = x_0 + x_1 N$

Standard deviation  $s = 0.76$  (mm per year). Improvement:  $5616 \text{ mm}^2$ .

2. The second degree polynomial gave 40 times less improvement in terms of sum of squares. Formula:  $h = x_0 + x_1 N + x_2 N^2$

Standard deviation  $s = 0.63$  (mm per year). Improvement:  $145 \text{ mm}^2$ .

3. A polynomial regression of degree 10 gave no improvement in the terms of sum of squares. Formula:  $h = x_0 + x_1 N + \dots + x_{10} N^{10}$ .

We conclude that there is a strong justification for the linear approach.

Correlation coefficient: 0.95911

This means that in the harmonic window 10 - 23 we have found an excellent correlation between geoidal heights and annual uplift. In other words: The gravity force we have found is behaving as could be expected in a glacio-isostatic situation.

All harmonics above degree 23 are excluded and this means that the peak value is most certainly underestimated.

The study was completed with all together four different harmonic windows with the following results:

Window: 1

Harmonics: 8 - 23

NORMAL EQUATIONS:

$$\begin{bmatrix} 101338.127 & -9205.360 \\ -9205.360 & 856 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ x_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -43024.208 \\ 3730.230 \end{bmatrix}$$

$x_0 = -8.9889092723$   
 $x_1 = -1.2410960937$   
 $x_0/x_1 = 7.2427182052$   
 CORRELATION COEFFICIENTS =  $-0.76911$   
 STANDARD DEVIATIONS =  $\pm 1.70775$  mm  
 MEAN SQUARE SUCCESSIVE DIFF. =  $0.06466$

Window: 2

Harmonics: 9 - 23

NORMAL EQUATIONS:

$$\begin{bmatrix} 95397.128 & -8893.410 \\ -8893.410 & 855 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ x_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -42635.666 \\ 3729.050 \end{bmatrix}$$

$x_0 = -9.4812552285$   
 $x_1 = -1.3309194742$   
 $x_0/x_1 = 7.1243736751$   
 CORRELATION COEFFICIENTS =  $-0.91659$   
 STANDARD DEVIATIONS =  $\pm 1.06813$  mm  
 MEAN SQUARE SUCCESSIVE DIFF. =  $0.05475$

Window: 3

Harmonics: 10 - 23

NORMAL EQUATIONS:

$$\begin{bmatrix} 35632.286 & -5341.200 \\ -5341.200 & 856 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ x_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -26873.130 \\ 3730.230 \end{bmatrix}$$

$x_0 = -5.3822175255$   
 $x_1 = -1.5609616194$   
 $x_0/x_1 = 3.4480140052$   
 CORRELATION COEFFICIENTS =  $-0.95911$  (best value)  
 STANDARD DEVIATIONS =  $\pm 0.75626$  mm (best value)  
 MEAN SQUARE SUCCESSIVE DIFF. =  $0.04709$  (best value)

Window: 4

Harmonics: 11 - 23

NORMAL EQUATIONS:

$$\begin{bmatrix} 2190.288 & -1166.790 \\ -1166.790 & 856 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ x_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -6845.794 \\ 3730.230 \end{bmatrix}$$

$x_0 = 0.3557531394$   
 $x_1 = -2.9360984614$   
 $x_0/x_1 = -0.1211689762$   
 CORRELATION COEFFICIENTS =  $-0.92036$   
 STANDARD DEVIATIONS =  $\pm 1.04499$  mm  
 MEAN SQUARE SUCCESSIVE DIFF. =  $0.04918$

Number of observations: 856

Optimal window: 3 (Also precalculated from size of the glaciation)

Standard deviations of the optimal linear solution (number 3)

$$s_{x_0} = \pm 0.0157 \text{ mm} \qquad s_{x_1} = \pm 0.10$$

We have a great number of degrees of freedom and the confidence intervals at a risk level of 5 % will be:

$$t_{5\%} s_{x_0} = \pm 0.031 \text{ mm} \qquad t_{5\%} s_{x_1} = \pm 0.20$$

Here,  $t$  is computed for 854 degrees of freedom.

The importance of the confidence intervals should not be overemphasised because almost all technical and geophysical events give rather mixed observations which hardly can be considered strictly normally distributed.

The maximum uplift rate is obtained for an  $N$ -value of approximately 10 m. The confidence interval for the uplift rate is then for a risk level of 5 %

$$8.2 < h(N=10) < 10 \text{ mm per year}$$

where

$h(N=10)$  is the statistical expectation ("true value")

For  $N$  - value of 0 m we obtain the corresponding confidence interval

$$- 0.03 < h(N=0) < 0.03 \text{ mm per year}$$

Comments: Statistical hypothesis testing should be used with great care. The safest approach is to accept the results as conclusive only for a negative outcome. If a hypothesis testing gives as result that the hypothesis should be accepted at the prescribed risk level, then we must still be aware of the possibility that the hypothesis is incorrect. Our own null hypothesis: Zero degree polynomial gives an adequate model for the relation between the potential and the uplift rate

Alternative hypothesis: The degree of the polynomial should be higher than zero.

If we want to test this hypothesis at a risk level of 5 %, then we find from the Fisher distribution for 1 degree versus 854 degrees

$$F = 3.9$$

We obtained for the first degree polynomial an F-value of 9807.29647  
 Conclusion: The null hypothesis is rejected and we accept the higher degree polynomial. We note that the F-value remains far above this level for any of the tested degrees. However, we find no conclusive evidence for accepting any higher degree than the linear approach.

The acceptance of the linear approach gives an improvement in terms of sum of squares with

$$5615.62336$$

The deviation about regression is then only

$$488.99739$$

for the sum of squares

The degrees of freedom is 854 and we obtain an estimated standard deviation of the uplift rate with

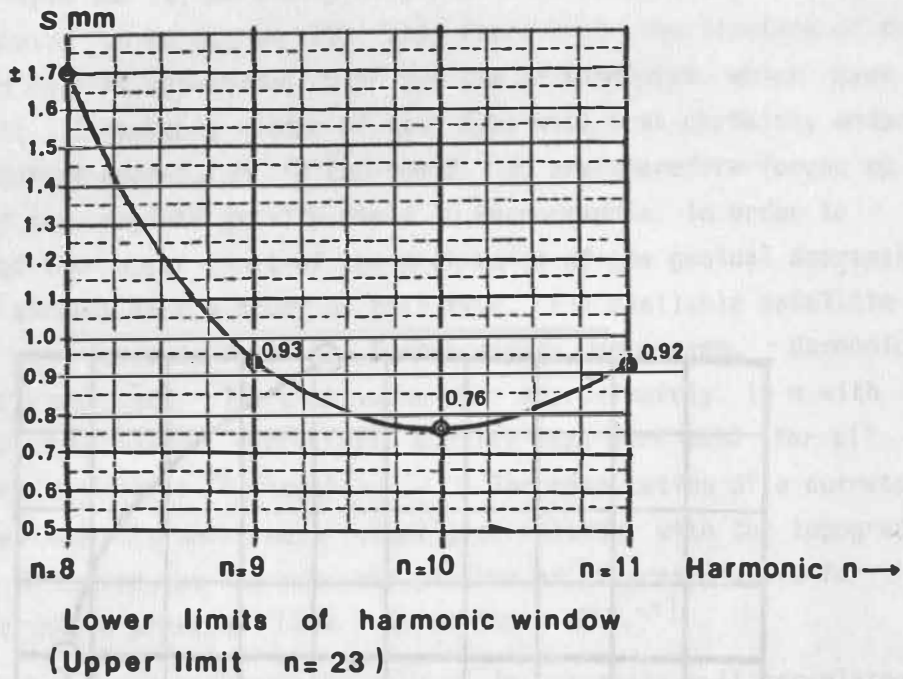
$$\pm 0.756 \text{ mm}$$

The mean square successive difference from the residuals in the linear approach is only

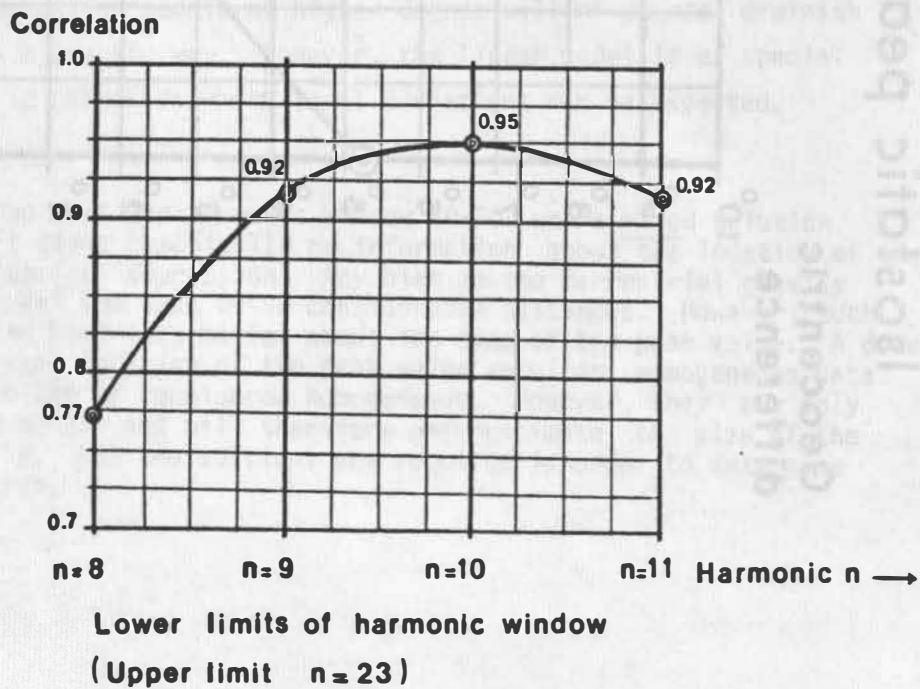
$$0.04709 \text{ mm}^2$$

This seems to indicate that more sophisticated model might be justified. However, the levelling is probably not homogeneous enough, and we refrain from further analysis.

STANDARD DEVIATIONS (S) OF UPLIFT RATES  
PREDICTED FROM LINEAR SATELLITE SOLUTIONS

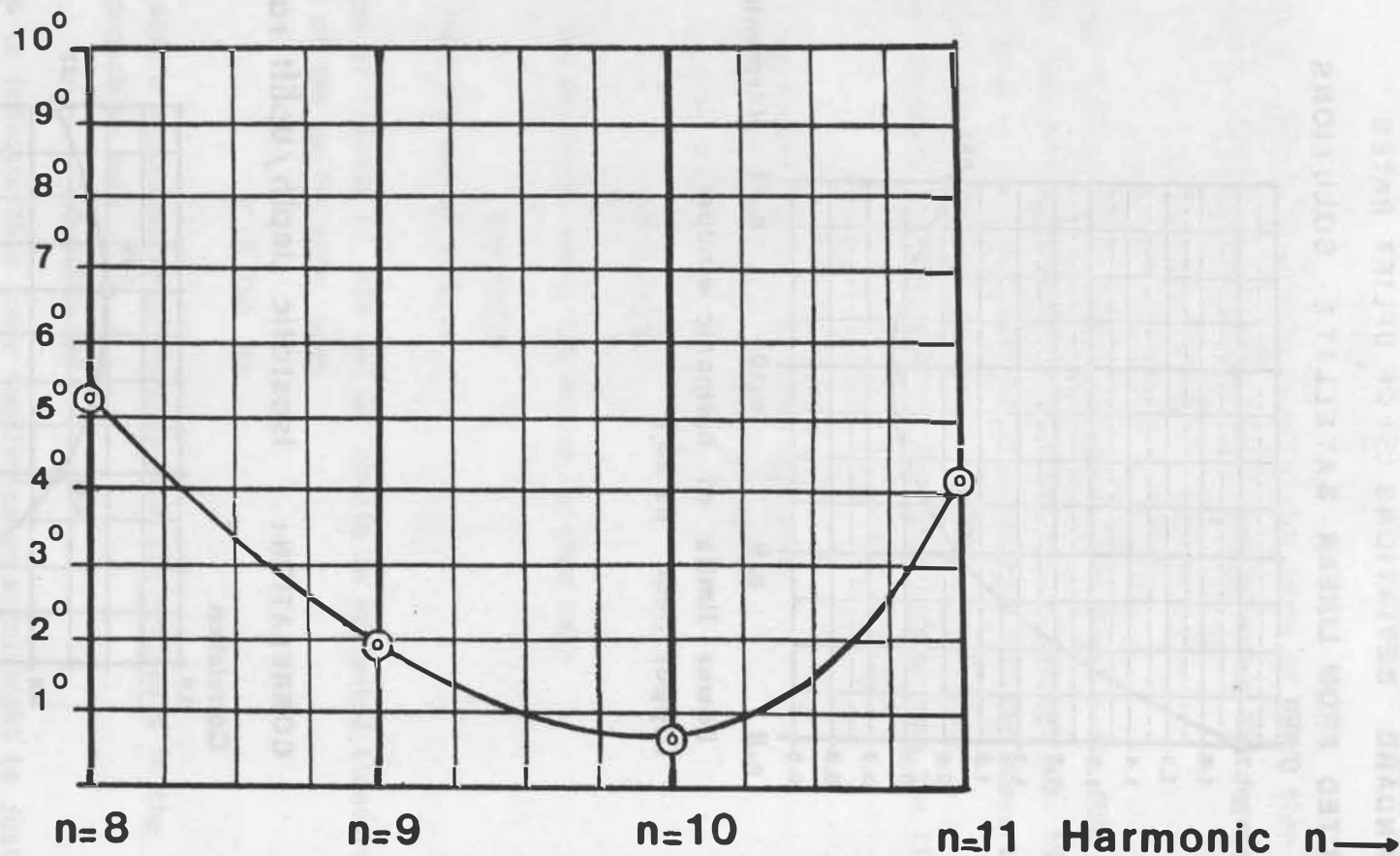


CORRELATION: Isostatic depth / Uplift rate



# Isostatic peak value - Uplift peak value

Geocentric  
difference



Lower limits of harmonic window

(Upper limit  $n=23$ )



## 6 ON THE UPPER LIMIT OF THE HARMONIC WINDOW

Satellite data (in Gem 10) were only complete with respect to the associate harmonics up to degree 23. This means that the location of the peak value can only be determined with the use of harmonics which have this upper limit. A harmonic window of this type will most certainly underestimate the actual depression in the geoid. We are therefore forced to use a study of the complete gravity field in Fennoscandia in order to get a measure of the upper limit of the peak value of the geoidal depression. The author has already made a study of this type. All available satellite harmonics were used for a study of the Fennoscandian depression. Harmonics up to degree 30 were used. The peak value was approximately 12 m with location north of Gottland. Terrestrial gravity data were used for all higher spherical harmonics. (Residuals) - The computation of a corresponding geoid indicated results which were clearly correlated with the topography (as expected). Therefore, we cannot accept them as representative for the isostatic compensation process. (See Bjerhammar 1977.)<sup>x)</sup>

We summarize that our present harmonic window is extremely well correlated with the present uplift process. The peak value of the geoidal depression is most certainly underestimated. We estimate this "loss" to be at least four meters. An improved geophysical model should be obtained with this model of correction. However, there is no obvious need for corrections of our present model. We have only the ambition to find a geophysical model which explains the general uplift mechanism in Fennoscandia.

All the studied harmonic windows give residuals ( $v$ ) which are clearly correlated. The linear model is clearly rather crude and we find many consecutive residuals of the same sign! Regression models of higher degree will of course diminish this dependence in a drastic way. However, the linear model is of special interest, because it indicates where local deviations can be expected.

<sup>x)</sup> It should be noted that the harmonic window 10-30 was a mixed solution which means that it gives practically no information about the location of the peak value of the geoidal depression. Any bias in the terrestrial gravity anomalies can "move" the peak value considerable distances. However, such a solution gives the best information about the size of the peak value. A determination of the actual location of the peak value requires homogeneous data. Only satellite data can be considered homogeneous. However, they are only complete up to degree 23 and will therefore underestimate the size of the peak value. Clearly, the two solutions are required in order to determine size as well location.

## 7. THE ISOSTATIC PARAMETERS OF FENNOSCANDIA

Our previous analysis has been made with the use of the two last precise levellings for Sweden and the satellite data from Goddard Flight Center (Gem 10).

The optimal harmonic window in the potential field was found between degrees 10 - 23. Here we obtained a correlation as high as 0.959. The lower limit of this window is quite sharp, but we must anticipate that some isostatic information can be found in the lower harmonics. Furthermore, we also note that there is an eustatic effect which masks the uplift to some part. This eustatic effect is estimated to 2 mm uplift per year. We will accept this value and compute the isostatic parameters for our optimal solution. Then we obtain

$$h + 2.0 = -1.56(2.16 + N_{10-23})$$

where

$h$  = uplift rate (apparent) in mm per year

$N_{10-23}$  = geoidal height (here negative) in meters

2.16 = constant correction from degrees 2 - 9 in meters.

It should be noted that the constant correction includes also systematic errors from geodetic reference systems.

We can now compute the average viscosity with the use of formula<sup>x)</sup>

$$\epsilon = -3.62 \cdot 10^{-22} (N_{10-23}) / (h + 2) \quad (\text{Poise})$$

Thus we obtain for  $N = 10$  m and  $h = 10$  mm per year

$$\epsilon = 3.0 \cdot 10^{22} \quad (\text{Poise})$$

This should be a lower limit for the viscosity. The true viscosity in a linear isostatic model is most probably approximately 25 % higher. Our computed viscosity should be representative for the inland of Fennoscandia. For a special study of the Norwegian coast-side sea below.

<sup>x)</sup>Formula by Svensson (1980). In our approach  $(h+2)$  represents the estimated "true value". We have included this correction with 2 mm in order to avoid "infinite viscosities". The original formula of Svensson uses instead "apparent uplift rate". After including our correction, we come closer to "true uplift" in the Baltic. The correction is questionable for the west coast of Norway. Solutions for the viscosity in multiple layer models can be obtained in a similar way.

## 8 UPLIFTS IN NORWAY AND FINLAND

Our previous analysis has shown that the uplift pattern in Sweden is rather homogeneous. We have also found an excellent correlation with the geoidal anomalies (harmonic degrees 10-23). We are now going to make a comparative study of the uplift in Norway. This study is of special interest because Sweden and Norway have a long common boundary. Any significant deviation from the pattern in Sweden can indicate that serious tensions are building up.

In Norges Geografiske Opmåling: Hefte 16 we find:

Uplift values: (Gauge observations)			$N_x$	$h_x$	
Oslo	+ 3.86 mm/year	+ 1.6 mm	1886-1959	-6.0 m	4.0 mm
Nevlungshavn	+ 2.22	+ 0.6	1927-1959	-5.5	3.2
Tregde	+ 0.59		1928-1950	-4.2	1.2
Stavanger	+ 0.12	+ 0.3	1882-1965	-4.5	1.6
Bergen	- 0.14	+ 0.6	1883-1959	-5.0	2.4
Heimsö	+ 1.23	+ 0.7	1928-1964	-6.4	4.6

The records have been obtained during the time span 1882- 1965.

These records refer to Southern Norway. For Northern Norway we find

Narvik	+2.73 mm/year	+ 0.39 mm	1906-1967	-7.0	5.5
--------	---------------	-----------	-----------	------	-----

Legend:

$N_x$  = geoidal height (Degrees: 10-23)

$h_x$  = theoretical uplift computed from  $N_x$  (first degree solution)

Comments: The uplift figures for Oslo are quite consistent with our present uplift model for Sweden. However, the predictions for Stavanger, Bergen and Narvik are all too high. This indicates that the west coast of Norway is not taking part in the general uplift of Fennoscandia. There is an uplift of 2.73 mm in Narvik and this is the peak value at the Norwegian west coast. Clearly, there is a sharp difference between "west coast figures" and "inland" figures in Fennoscandia.

If our potential model is used for a computation of the viscosity, then we find the following values:

Fennoscandia: Inland	$3.6 \cdot 10^{22}$	Poise (Ångermanland)
Fennoscandia: West coast	$1.4 \cdot 10^{23}$	(Stavanger)

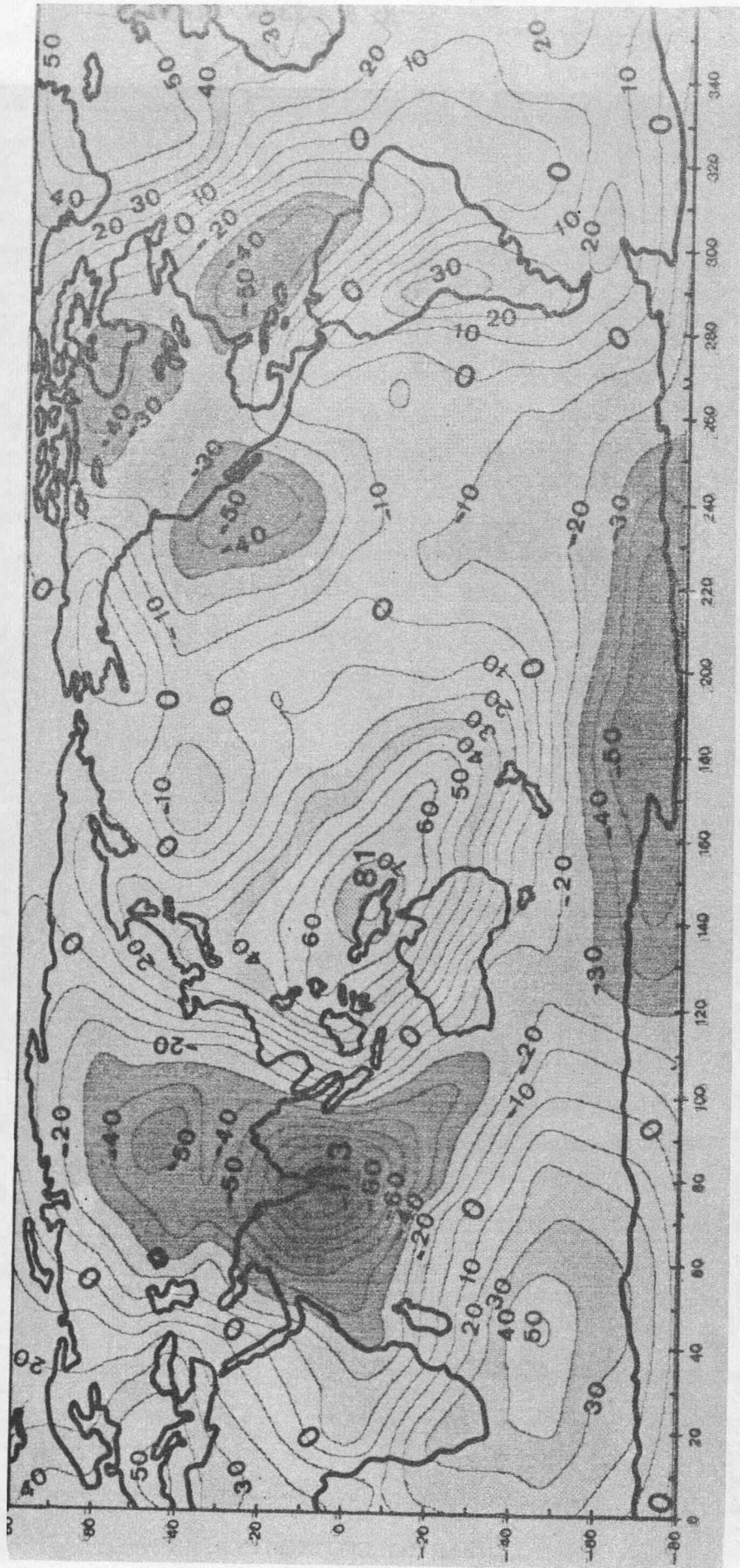
All the uplift figures from Norway are below our predictions from the satellite potential field. This seems to indicate that we cannot rule out that tensions are building up because the "Swedish plate" and the "Norwegian plate" are moving upward with different velocities.

Uplift rates from Norway and Finland has been interpolated from a graph by M. Ekman. These values have been used for a computation of the viscosities according to the Svensson formula.

**CONCLUSIONS:** We have proved that the potential field includes a "subsidence" which is very well correlated with the present uplift rates in Fennoscandia. A geometrical design of a harmonic window resulted in a spherical harmonic presentation with a lower limit at the tenth degree. This lower limit was fully confirmed with the use of a regression analysis for different harmonic windows. The 10-th degree solution seems to give fully realistic viscosities for most of Fennoscandia.

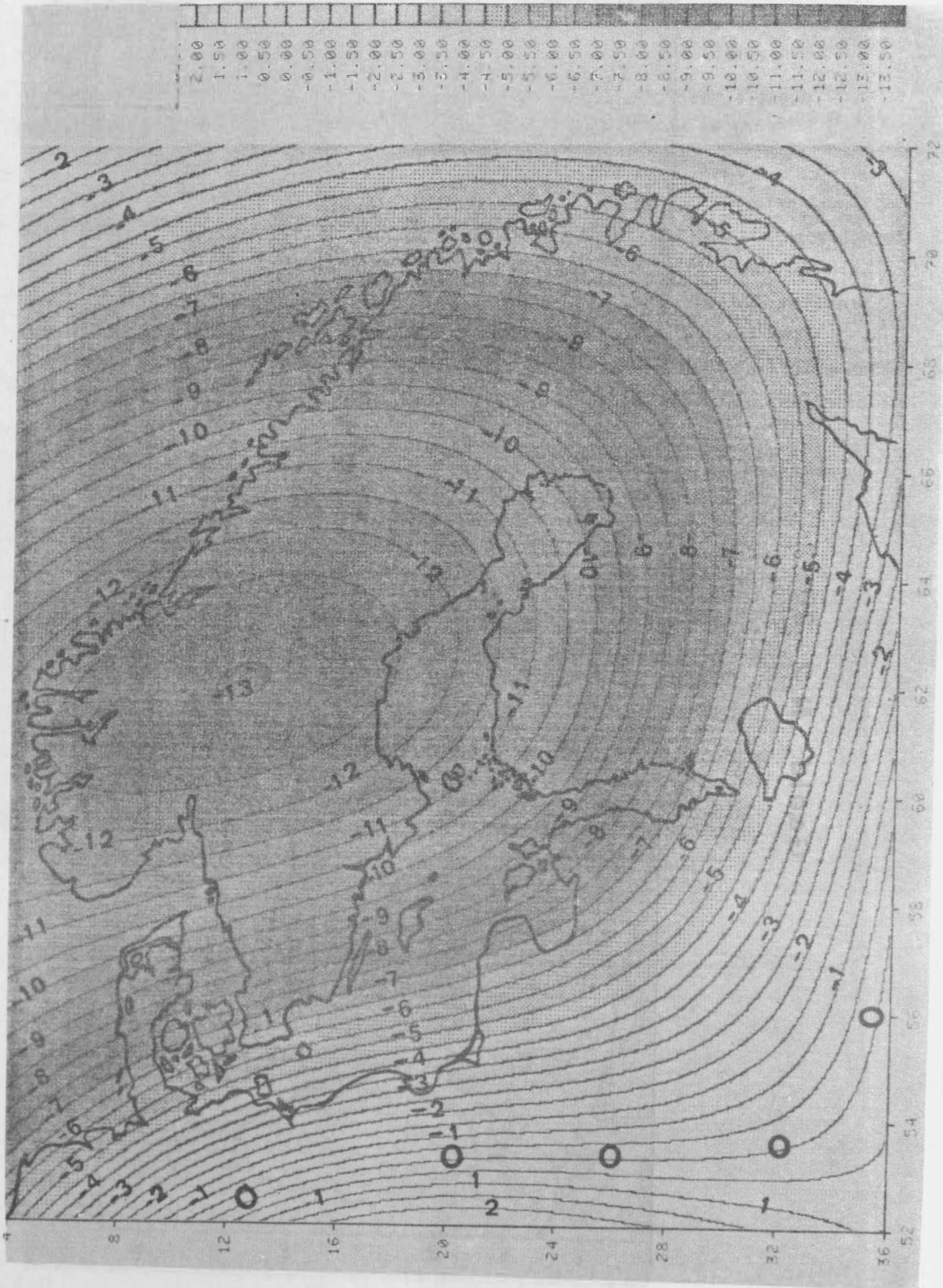
In the future, we can expect spherical harmonics of very much higher degrees and refined solutions can be presented.

Geoid N 2 - 30



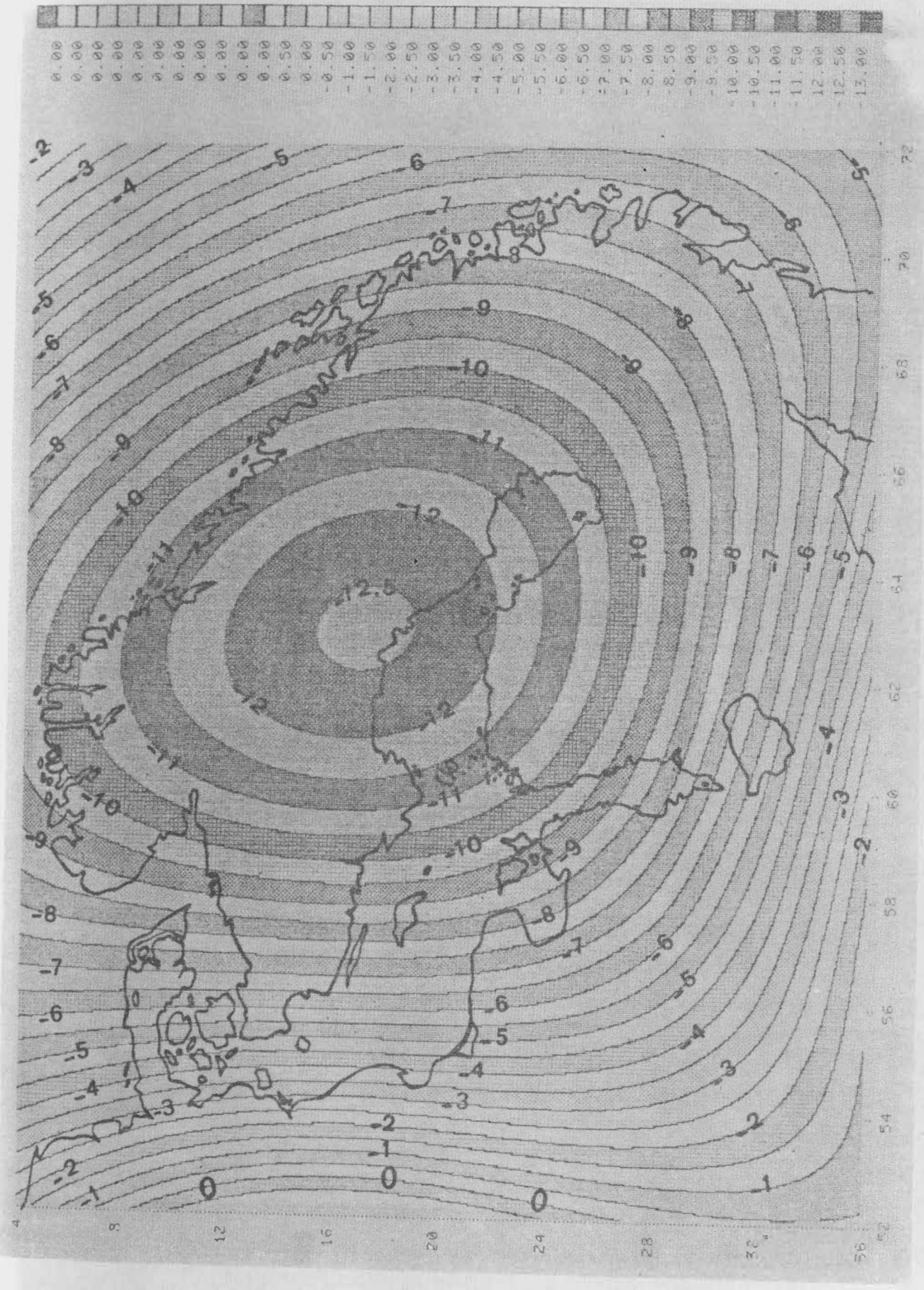
HARMONIC WINDOW:

N: 8 - 23



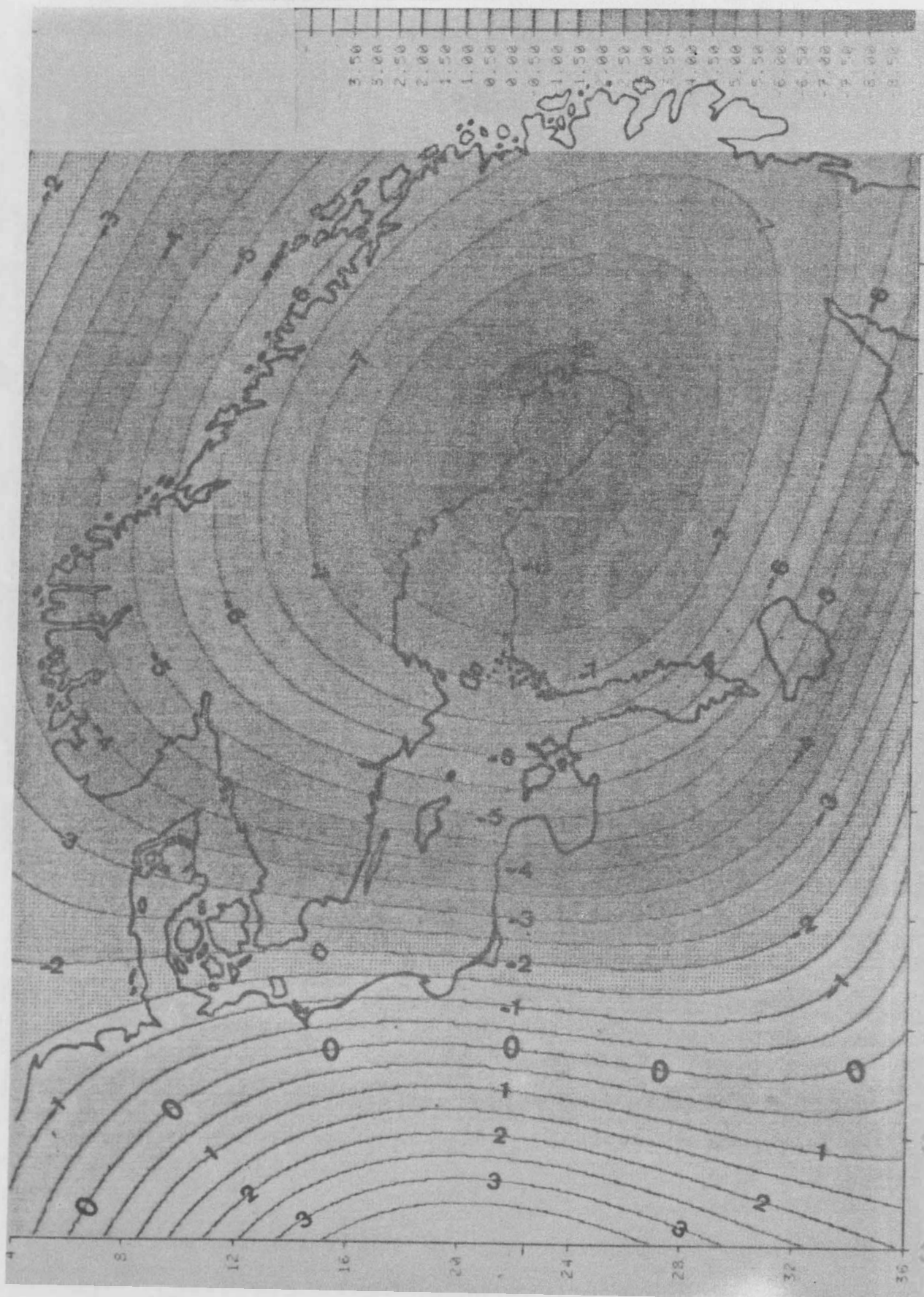
HARMONIC WINDOW:

9 - 23

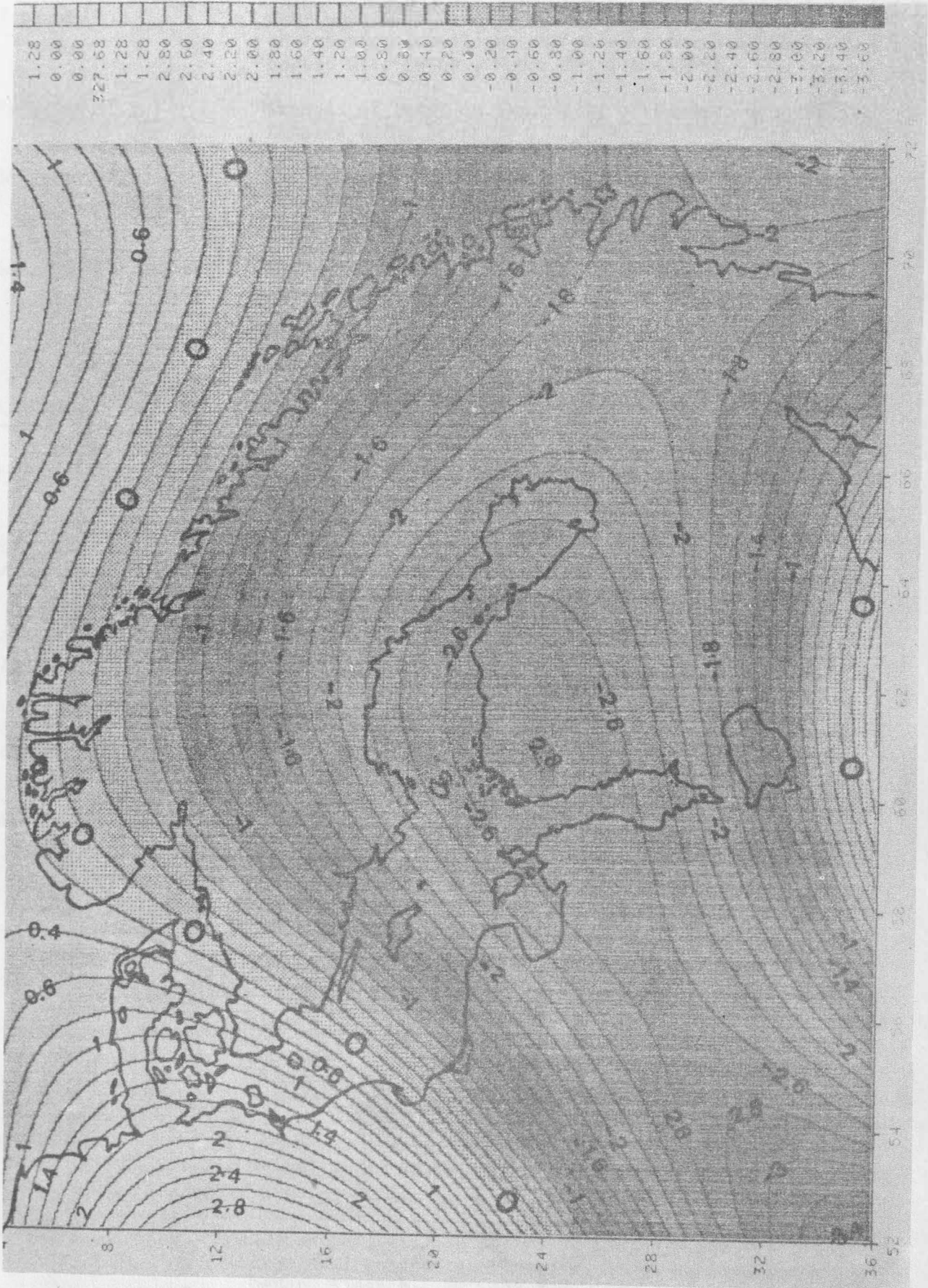


HARMONIC WINDOW:

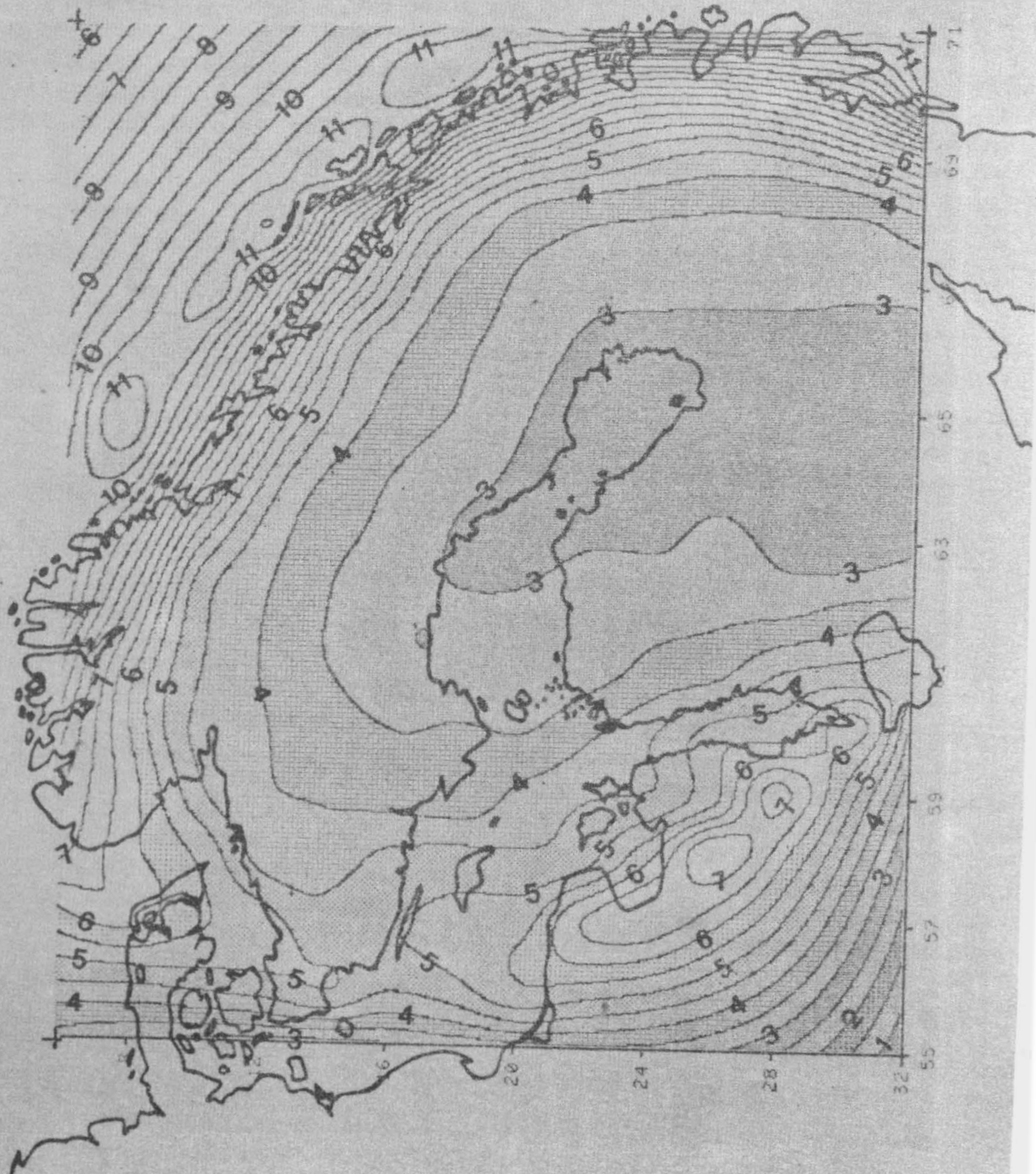
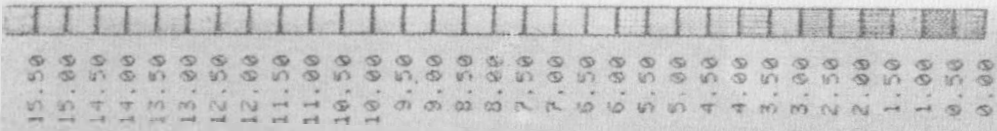
N: 10 - 23







VISCOSITIES  
Poise  $10^{22}$



## References

- Andrews, J.T.: Glacial Geodesy. Dowden, Hutchinsonson &, 1974.
- Asplund, L.: Land uplift in Sweden; a preliminary study based on repeated levellings and mareograph data. Geogr. Survey Off. Sweden, Medd. D2, 1-6 (1968).
- Bergsten, F.: Changes of level on the coasts of Sweden. Geografiska Annaler 1930, 21-55.
- Bergsten, F.: The land uplift in Sweden from the evidence of the old water marks. Geografiska Annaler 1954, 81-111, 1954.
- Berzelius, J.: Några ord om den Skandinaviska vallens höjning öfver ytan av omkringliggande hav och om afslipningen och refflingen av dess berg. Förhandl. De skandinaviske naturforskarnas tredje möte i Stockholm 1842. Stockholm 1843.
- Bjerhammar, A.: Swedish geodynamics project. A summary of current research activities. KTH, Stockholm, 1976.
- Bjerhammar, A.: The gravity field of Fennoscandia and postglacial crustal movements. KTH, Stockholm, 1977.
- Bjerhammar, A.: The geoid and postglacial uplifts in Fennoscandia. In: Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, in press, N.-A., ed., Wiley&Sons 1979.
- Balling, N.: The land uplift in Fennoscandia, gravity field anomalies and isostasy. In: Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, in press, Mörner. N.-A., ed., Wiley & Sons, 1979.
- Cathles, III, L.M.: The viscosity of the Earth's mantle. Princeton Univ. Press 1975.
- Cathles, III, L.M.: Interpretation of post glacial isostatic adjustment phenomena in terms of mantle rheology. In: Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, in press, Mörner, N.-A., ed., Wiley & Son, 1979.
- Clark, J. A., Farrell, W.E. and Peltier, W.R.: Global changes in postglacial sea level: A numerical calculation. Quaternary Res, 9, 265-287, 1978.
- De Geer, G.: Om Skandinavien's nivåändringar under Quartärperioden. Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 10, 366-379 (1888) & ibid. 12, 61-110 (1890). (also Sveriges Geol. Undersökning, C-98, 1-66, (1890).
- De Geer, G.: Om den senkvartära landhöjningen kring Bottniska Viken. Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 20, 369-393, 1898.
- Donner, J., Eronen, M. and Jungner, H.: The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway, Norsk geogr. Tidsskr., 31. 103-128, 1977.

- Gutenberg, B.: Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 52, 721-772, 1941.
- Jeffreys, H.: *The Earth*, Cambridge 1959 and 1970.
- Jeffreys, H.: The Fenno-Scandian uplift. *J. Geol. Soc. London* 131. 323-325, 1975.
- Kääriäinen, E.: On the recent uplift of the Earth's crust in Finland. *Fennia* 77, 1-106, 1953.
- Kääriäinen, E.: Land uplift in Finland computed with the aid of precise levellings. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, A., III*, 90, 187-190, 1966.
- Marsh, B.D.: On global gravity anomalies and two scale mantle Convection *Jour. of Geophysical Research*, 1976.
- Mörner, N.-A.: New method of separating glacio-isostatic and tectonic components in Scandinavian crustal movements. Abstracts, 252-253, INQUA IX Congr. New Zealand 1973. (also: *Proc. Jokarta 1973 Symp. Rec. Crust. Mov. Ass. Seism. Volc. Act.*)
- Mörner, N.-A.: Eustatic changes during the last 8.000 years in view of radiocarbon calibration and new information from the Kattegatt region and other north-western European coastal areas. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeocol.* 19, 63-85 1976.
- Mörner, N.-A.: The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamic implication. Abstracts, 79-92, Stockholm 1977 Symp. *Earth Rheology and Late Cenozoic Isostatic Movements*, Stockholm 1977.
- Niskanen, E.: On the upheaval of land in Fennoscandia. *Isostatic Inst. Intern. Ass. Geod. Publ.* 6, Helsinki 1939.
- Niskanen, E.: On the deformation of the Earth's crust under the weight of a glacial ice-load and related phenomena. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, A. III*, 7, 1-59, 1943.
- Norges Geografiske Oppmåling: Hefte 15, 1966. Hefte 16, 1977.
- RAK (Rikets Allmänna Kartverk): Geodetic activities in Sweden 1967-1970. *Geogr. Surv. Off. Sweden Medd A38*, Stockholm, 1971.
- Rosén, P.G.: *Sveriges Precisionsavvägning 1886-1905*. Stockholm, 1906.
- Sauramo, M.: Der Anteil der eustatischen Komponente and den Niveauverschiebungen in Fennoskandia. *Fennia* 50, 10, 1-10, 1928.

- Sauramo, M.: The mode of the land upheaval in Fennoscandia during Late-Quaternary time. *Fennia* 60, 2, 1-26, 1939.
- Sauramo, M.: Land uplift with hinge-lines in Fennoscandia. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, A. III*, 44. 1-25, 1955.
- Sauramo, M.: Die Geschichte der Ostsee. *Ann. Acad. Sci. Fennicae A., III*, 51, 1-522, 1958.
- Svensson, L.: Viscosities from uplifts and geoidal heights. KTH, Stockholm 1980.
- Vening-Meinesz, F.A.: The determination of the Earth's plasticity from postglacial uplift of Scandinavia: Isostatic adjustment. *Konin. Akad. Wett. Amsterdam* 40, 8, 654-662, 1937.
- Witting, R.: Landhöjningen utmed Baltiska havet under åren 1898-1927. *Fennia* 68, 1, 1-40, 1943.
- Ase, L.E.: Strandförskjutningen i Stockholm-trakten under de senaste c.300 åren. *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.* 91, 374-398, 1969.

## Hochdruckuntersuchungen und der Aufbau der Lithosphäre

von H. Budzinski <sup>1)</sup> und H. Vollstädt <sup>1)</sup>

### Summary

From the results of the seismic investigations follows an abstract structural model of the lithosphere. The petrology and high pressure physics has to contribute material parameters to support the structural model. Therefore it is necessary to carry out exact petrological and chemical investigations of rocks belonging to the upper mantle and the experimental determination of material parameters under the extreme thermodynamic p,T-conditions of the lithosphere.

The paper gives a short review about the experimental high pressure equipment for the petrological investigations. It shows first ideas to support the seismic models and to contribute to a uniform model of the lithosphere.

### 1. Einleitung

Neuere Untersuchungen an Oberflächenwellen und von Eigenschwingungen des Erdkörpers, wie sie bei Erdbeben, chemischen oder nuklearen Explosionen zu beobachten sind, haben einer Verfeinerung der seismischen Profile auch zuverlässigere Kenntnisse über eine Reihe von physikalischen Parametern der Lithosphäre gebracht. Aus den Veränderungen der seismischen Geschwindigkeiten  $v_p$  und  $v_s$  und der Dichte sowie aus der Zunahme von Druck und Temperatur mit der Tiefe läßt sich ein erstes strukturelles Bild über den Aufbau der Lithosphäre gewinnen. Durch diese Parameter und die geochemisch-petrologischen Fakten ist das engere Betätigungsfeld der petrologischen Hochdruckforschung umgrenzt.

Die Arbeiten der experimentellen Hochdruckforschung konzentrieren sich dabei auf zwei Schwerpunkte, einmal auf die Untersuchung der Stabilität und Phasenbeziehungen von Mineralen und Mineralgemeinschaften und auf experimentelle Arbeiten an natürlichen Gesteinsproben.

Für die Interpretation der Ergebnisse sind weiterhin die Gebiete der petrophysikalischen Hochdruckuntersuchungen und der experimentellen Geochemie von Bedeutung.

<sup>1)</sup> Zentralinstitut für Physik der Erde, Potsdam - Telegrafenberg

## 2. Stabilität und Phasenbeziehungen von Mineralen

Für die Erforschung des stofflichen Aufbaues der Lithosphäre und des oberen Mantels bilden Untersuchungen über die Stabilität und die Phasenbeziehungen der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale (wie z.B. Olivin, Pyroxen, Spinell, Granat und Feldspat) eine entscheidende Grundlage. Die Bearbeitung binärer und ternärer Systeme ist für eine Extrapolation auf die Verhältnisse der Lithosphäre nicht ausreichend. Sie stellen jedoch notwendige Teiluntersuchungen höhergradiger Systeme dar.

Eine phasen-theoretische Bearbeitung der Gesteine der Erdkruste und der Lithosphäre ist nur in multikomponenten Systemen möglich. Die erforderlichen Vielkomponentensysteme sind jedoch sehr kompliziert, und eine systematische Untersuchung äußerst aufwendig. Ein 10-Komponentensystem setzt sich z.B. aus 1023 separaten Systemen zusammen.

Es mußte daher nach Wegen gesucht werden, die mit einem vertretbaren Aufwand zuverlässige und verallgemeinerungsfähige Aussagen über die infrage kommenden Gesteine und ihr Verhalten bei den extremen Hochdruck-Hochtemperaturbedingungen erlauben.

Für die phasen-theoretische Bearbeitung der sauren Krustengesteine erfüllt das System Qz-Ab-Or-An-H<sub>2</sub>O (Quarz-Albit-Orthoklas-Anorthit-Wasser) diese Bedingungen, da die Gesteine der Oberkruste weitgehend aus Mineralen dieses Systems bestehen. In der Abb. 1 sind als Beispiel der experimentellen Bearbeitung der Teilsysteme Qz-Ab-Or und Qz-Ab-Or-H<sub>2</sub>O deren univariante Schmelzkurven aus WYLLIE (1977) dargestellt. In den letzten Jahren wurde das 5-Komponentensystem durch Zusatzkomponenten (z.B. Biotit, CO<sub>2</sub>) erweitert.

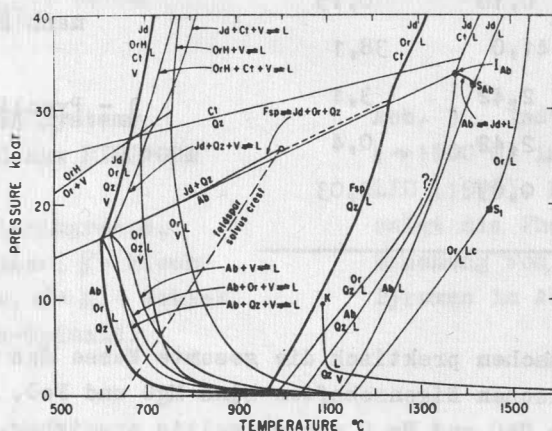


Abb. 1 Univariante Schmelzkurven für die wichtigsten Mineralkombinationen in den Systemen Qz-Ab-Or und Qz-Ab-Or-H<sub>2</sub>O nach HUANG und WYLLIE (1973).

Die stärker ausgezogenen Kurven geben die Soliduskurven im System mit überschüssigem Wasser und im trockenem System wieder. (Ab- Albit, Or- Orthoklas, Qz- Quarz, Ct- Coesit, Jd- Jadeit, OrH-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>·H<sub>2</sub>O (Sanidinhydrat), Fsp- Feldspat in fester Lösung, L- Schmelze, V- Dampfphase, S- invarianter und singulärer Punkt)

Bei der Suche nach dem Basissystem, aus dem sich durch Verallgemeinerung die Eigenschaften der Mantelgesteine ableiten lassen, kommt die Geochemie der Hochdruckforschung zu Hilfe. Aus geochemischen Gesetzmäßigkeiten läßt sich die pauschale Zusammensetzung des Erdmantels relativ sicher abschätzen, und damit ist die Möglichkeit einer Einschränkung der infrage kommenden Vielkomponentensysteme gegeben.

Nach den geochemischen Berechnungen (Tab. 1, Analyse 1 und 2) beteiligen sich am Aufbau des Erdmantels die Oxide  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  und  $\text{FeO}$  zu rund 90 Gew.%, so daß man als einfachstes Grundsystem das System  $\text{MgO-FeO-SiO}_2$  ansprechen kann. Die anderen Oxide  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  erreichten zusammen etwa 8 Gew.% (Tab. 1).

Tabelle 1. Chemische Zusammensetzung des Erdmantels

	1	2	3	
$\text{SiO}_2$	48,2	44,71	45,1	
$\text{TiO}_2$	0,15	0,16	0,2	1 - abgeleitet aus der Zusammensetzung kohligler Chondrite vom Typ I nach RINGWOOD (1979)
$\text{Al}_2\text{O}_3$	3,5	2,46	3,3	
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,7	0,42	0,4	
$\text{FeO}$	8,1	8,15	8,0	2 - abgeleitet aus der mittleren Zusammensetzung von Spinellherzolithen nach MAALOE und AOKI (1977)
$\text{MnO}$	0,5	0,18	0,15	
$\text{MgO}$	34,0	41,0	38,1	
$\text{CaO}$	3,3	2,42	3,1	3 - Pyrolit nach RINGWOOD (1979)
$\text{Na}_2\text{O}$	1,6	2,42	0,4	
$\text{K}_2\text{O}$	0,15	0,09	0,03	

Diese 6 Komponenten machen praktisch die gesamte Masse des Erdmantels aus. Bedingt durch ihre chemischen Eigenschaften sind  $\text{MgO}$  und  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und zumindest teilweise auch  $\text{CaO}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  wechselseitig ersetzbar. Aus diesem Grund lassen sich die Gesteine der Lithosphäre und des Mantels näherungsweise im quaternären System  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  (CMAS) beschreiben. Relativ früh wurden experimentelle Arbeiten zum wichtigen Teilsystem  $\text{MgO-FeO-SiO}_2$  von RINGWOOD und MAJOR (1970) und von AKIMOTO (1972) durchgeführt. In den Abb. 2 und 3 sind 2 Diagramme mit den erzielten Ergebnissen mitgeteilt. Daraus ist ersichtlich, daß Olivin und seine Fe-armen Mischkristalle bis in Tiefen über 300 km keine Phasenübergänge besitzen. Diese liegen erst im Bereich der Übergangszone des Erdmantels und werden zur Deutung der bekannten seismischen Diskontinuitäten herangezogen. Zur Erklärung der beobachteten geophysikalischen Erscheinungen in der Lithosphäre (deren Reichweite nach neueren Vorstellungen maximal 220 km beträgt, z.B. ANDERSON 1979) wie z.B. Low-velocity-Zonen, Dichteanomalien u.a. ist das betrachtete System nicht geeignet. Hinzu kommt, daß das System  $\text{MgO-FeO-SiO}_2$  chemisch zu





Als Beispiel für eine Reihe von experimentellen Arbeiten sei hier das pseudobinäre System Diopsid - Pyrop nach O'HARA und YODER (1967) wiedergegeben (Abb. 4).

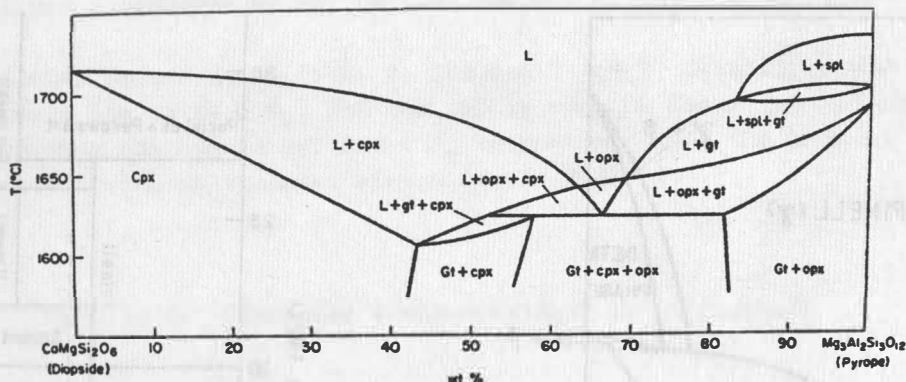


Abb. 4 Phasenbeziehungen im pseudobinären System Diopsid - Pyrop bei 30 kbar nach O'HARA und YODER (1967).  
Alle festen Phasen stellen feste Lösungen dar.  
(Cpx - Klinopyroxen, Opx - Orthopyroxen, gt - Granat, Spl - Spinell, L - Schmelze)

Diesem Schnitt durch das quaternäre System können jedoch lediglich die auftretenden Phasen und die Lage des Schmelzminimums entnommen werden. Für eine exakte Interpretation des Teilsystems muß zusätzlich die Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Phasen erfolgen.

Die Forschungen in der jüngsten Zeit ergaben die zwingende Notwendigkeit, die volatilen Bestandteile mit in die Untersuchungen einzubeziehen, da sie die Bildungsprozesse der Magmen wesentlich mitbestimmen. So wurden z.B. von AKIMOTO (1979) im System  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-MgO-H}_2\text{O}$  4 wasserhaltige Phasen nachgewiesen, deren Existenzbereiche bis in den oberen Mantel reichen.

### 3. Petrologische Untersuchungen

Bei den Arbeiten mit Gesteinsmaterial steht die Untersuchung der Bildungsbedingungen granitischer, basischer und ultrabasischer Gesteine im Vordergrund. Die frühesten experimentellen Studien an granitischem Gesteinsmaterial bei Gegenwart von Wasser beschäftigten sich mit der Solidusreaktion (Schmelzbeginn) als Funktion von Druck und Temperatur und der Bestimmung der maximalen Löslichkeit von Wasser in der granitischen Schmelze (GORANSON 1931 und 1938). Diese Arbeiten wurden später durch viele namenhafte Wissenschaftler ausgebaut und erweitert. In den meisten dieser Arbeiten wurden bevorzugt die Solidusreaktionen und nur in geringerem Maße die Kristallisation aus mit Wasser oder anderen Gasen gesättigten Schmelzen untersucht. PIWINSKI und WYLLIE (1968) haben diese Ergebnisse über die Bildung und Zusammensetzung granitischer Schmelzen zusammengefaßt. In den letzten Jahren waren experimentelle Untersuchungen zu speziellen Problemen der Gegenstand von einer Reihe von Arbeiten. Als Beispiel einer solchen Studie sei ein Diagramm über die wasseruntersättigten Liquidusbeziehungen für ein Granodiorit-Wasser System nach ROBERTSON und WYLLIE (1971) aufgeführt.

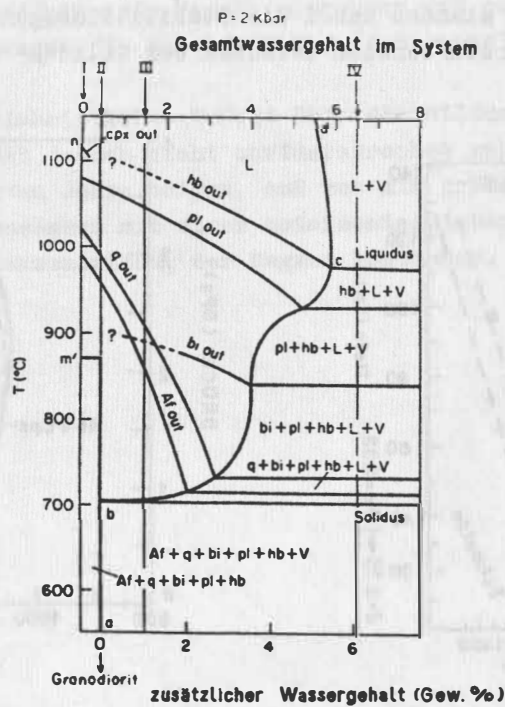


Abb. 5 Schnitt durch das System Granodiorit-H<sub>2</sub>O bei 2 kbar nach ROBERTSON und WYLLIE (1971)

Das Diagramm zeigt die ermittelten Stabilitätsgrenzen für die einzelnen Minerale. Die Grenzen für Biotit und Hornblende sind unsicher. Das Diagramm basiert auf einer Interpolation der Ergebnisse, die an einer trockenen Granodioritschmelze und an einer Schmelze mit Wasserüberschuß gewonnen worden sind. (Af - Alkalifeldspat, q - Quarz, bi - Biotit, pl - Plagioklas, hb - Hornblende, opx - Klinopyroxen, L - Schmelze, V - Dampf)

Nach der klassischen Vorstellung von BOWEN (1928) bilden sich primäre basische Magmen durch Teilschmelzung von ultrabasischen Mantelgesteinen. Diese Auffassung wird durch das Auftreten von Xenolithen in Kimberliten und Alkalibasalten und durch direkte Platznahme von Gesteinen des oberen Mantels in der Erdkruste gestützt.

Im Mittelpunkt der Untersuchungen der basischen und ultrabasischen Gesteine steht die Frage ihrer Genese und die nach den genetischen Beziehungen der zwei weltweit verbreiteten Magmentypen, der Olivin-Alkalibasalte und der tholeiitischen Basalte. Das örtliche und zeitliche Nebeneinander verschiedener Basalttypen und davon im Chemismus und Modalbestand abweichender Begleitgesteine bereitet einer widerspruchsfreien Deutung erhebliche Schwierigkeiten. Zwei Grundprozesse werden in diesem Zusammenhang als wesentlich erörtert, die Bildung von Teilschmelzen und die Vorgänge der fraktionierten Kristallisation (Solidus-Liquidus-Gleichgewichte). In einer Reihe von Arbeiten wird der Einfluß der Magmenmischung, der Kontamination und der Metasomatose auf die Zusammensetzung von Magmen diskutiert.

Experimentell wurden vorrangig Arbeiten zum Problem der Teilschmelzung von Ultrabasiten durchgeführt sowie das Schmelzverhalten von Basalten in Gegenwart von Wasser untersucht. Im Mittelpunkt der Arbeiten standen dabei die Stabilitätseigenschaften der gesteinsbildenden Minerale im Temperaturbereich zwischen der Solidus- und Liquiduskurve bei Drücken bis 30 kbar.

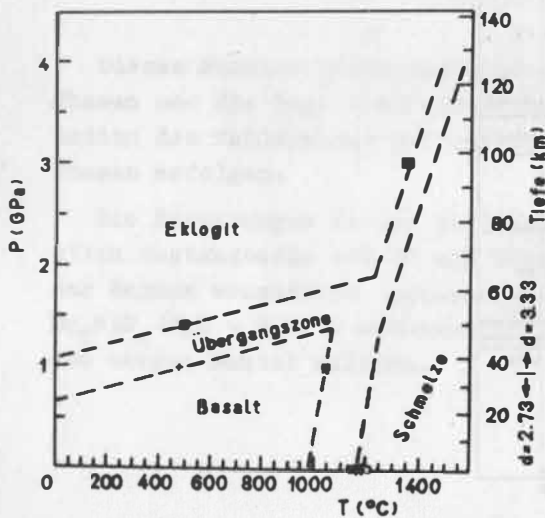


Abb. 6 Phasendiagramm des Basaltes (nach YODER und TILLEY 1962)

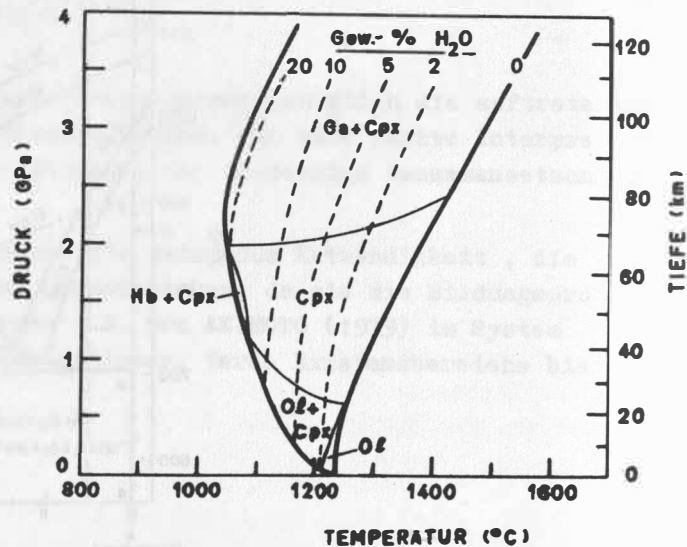


Abb. 7 Liquidus-Oberfläche im System Olivin-Tholeiit-H<sub>2</sub>O. (nach STERN und WYLLIE 1975)

Die in der Nähe der Liquidusfläche stabilen Minerale sind eingetragen (Ol - Olivin, Cpx - Klinopyroxen, Ga - Granat, Hb - Hornblende)

RINGWOOD (1979) hat ein Modell entwickelt, das die Gesteine der Basaltfamilie lediglich durch einen unterschiedlichen Aufschmelzungsgrad des "primordial mantle" zu erklären versucht.

Danach entstehen:

	Aufschmelzungsgrad	Rückstand
Nephelinite und Basanite	1 - 5 %	Spinell- und Granat-
Alkalibasalte	5 - 10 %	lherzolith (Ol + Opx + Cpx $\pm$ Sp $\pm$ Ga)
Tholeiite	15 - 25 %	Harzburgit (Ol + Opx)
Pikrite und Komatiite	30 - 60 %	Dunit (Ol)

RINGWOOD (1979) berechnet aus den chemischen Analysen dieser Gesteine die mittlere Zusammensetzung des "primordial material", seines Pyrolites (Tab. 1, Analyse 3). Nach seinen Vorstellungen variieren die Hauptkomponenten und kompatiblen <sup>1)</sup> Spurenelemente nur wenig, stark dagegen die inkompatiblen <sup>2)</sup> Spurenelemente im Ausgangsmaterial des Mantels.

Der Versuch RINGWOODS, ein einheitliches Modell über die Bildung der Gesteine der Basaltfamilie zu erarbeiten, ist jedoch nicht unwidersprochen geblieben. Wie die geochemischen Arbeiten der letzten Jahre zeigen, muß man mit größeren Heterogenitäten im oberen Mantel rechnen, die zusammen mit einer unterschiedlichen Beteiligung der o.g. Prozesse die variierende Zusammensetzung der Magmen bestimmen.

1) **compatible Elemente:** Elemente, die in den Silikaten löslich sind

2) **incompatible Elemente:** Seltene Erden, K, Nb, U, Th, Ba, Rb, Cs

#### 4. Modelle über den Aufbau der Lithosphäre

Die Interpretation der Ergebnisse der Hochdruckphysik, der experimentellen Petrologie und Geochemie führt zu einer Reihe von möglichen Modellen über den Aufbau der Lithosphäre. In den einzelnen Modellen werden im unterschiedlichen Maße die Fakten dieser und anderer Fachdisziplinen, wie z.B. der Geologie und der Geophysik, berücksichtigt, so daß man nach dem Verallgemeinerungsgrad von stofflichen, von dynamischen und von geotektonischen Modellen sprechen kann. Die dynamischen Modelle berücksichtigen neben der stofflichen Aussage verstärkt die Prozesse der Magmenbildung und deren Dynamik, während die geotektonischen Modelle ein geologisches Grundmodell, wie z.B. die Plattentektonik als Basis benutzen.

Die Untersuchungen der experimentellen Petrologie haben gezeigt, daß ein peridotitischer Mantel sich zwar mit den geophysikalischen Daten vereinbaren läßt, die verschiedenen Erscheinungen des Basaltmagmatismus jedoch nicht erklären kann. In den stofflichen Modellen über den Aufbau der Lithosphäre und des oberen Mantels wird daher von  $Al_2O_3$ -haltigen Peridotiten, von sogenannten Lherzoliten oder vom Pyrolit RINGWOODS ausgegangen und deren Veränderung unter Einbeziehung weiterer Komponenten wie  $H_2O$  und  $CO_2$  als Funktion von Druck und Temperatur untersucht. In der Abb. 8 werden die Ergebnisse von Hochdruckexperimenten an Lherzolith petrologisch interpretiert.

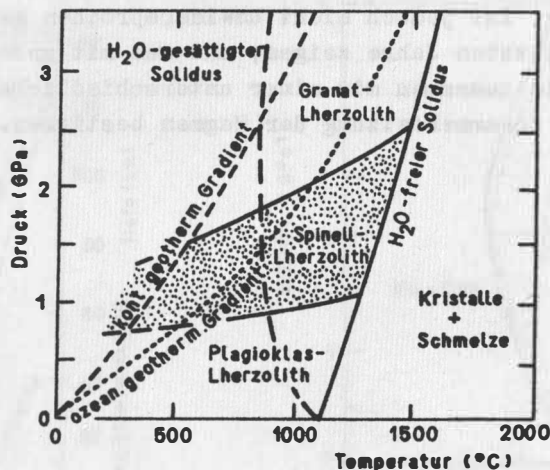


Abb. 8 Petrologisches Diagramm für Lherzolithe

aus ERNST (1979), i.w. nach WYLLIE (1970).

Die Soliduskurven wurden der Arbeit von KUSHIRO et. al. (1968) für das wasserfreie System und der von MYSEN und BOETTCHER (1975) für das wasser-gesättigte System entnommen. Die geothermischen Gradienten entstammen der Veröffentlichung von CLARK und RINGWOOD (1964)

Nach diesem Diagramm baut sich die Lithosphäre unterhalb der Kruste in ozeanischen Räumen aus Plagioklaslherzolith im kontinentalen Bereich aus Spinell-Lherzolith auf. In Abhängigkeit von der Temperatur geht der Spinell-Lherzolith in Tiefen von 45 - 70 km in Granatlherzolith über.

WOOD (1979) zeigt in seinem Lithosphärenmodell wie man sich die ozeanische Lithosphäre aufgliedert denken kann. (Die Abb. 9 gibt die speziellen Verhältnisse für die Reykjanes-Halbinsel von Island wieder). Durch Teilschmelzungsprozesse sind die Schichten direkt unter der Moho-Diskontinuität an leicht schmelzfähigen Komponenten verarmt. Durch seinen dynamischen Charakter spricht dieses Modell besonders den Petrologen an.

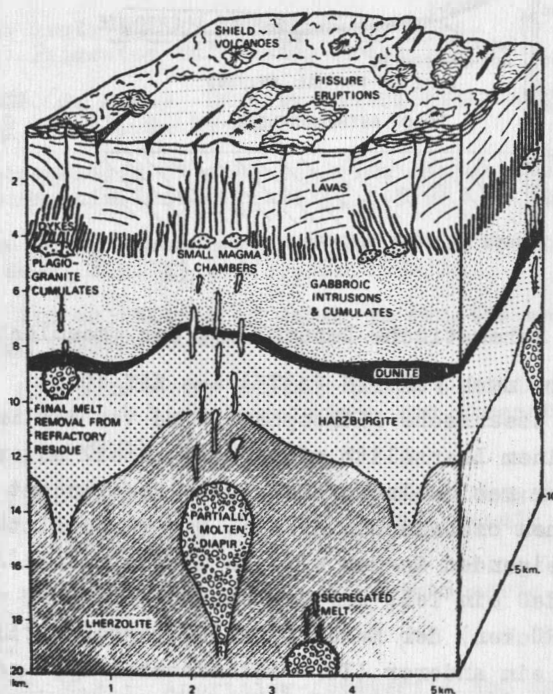


Abb. 9 Blockdiagramm über die Struktur der oberen Lithosphäre im Gebiet der Reykjanes - Halbinsel von Island.

Der schichtige Aufbau der Kruste und des oberen Mantels ist das Ergebnis von Teilschmelzungen (nach WOOD 1979).

Legt man die Vorstellungen der Plattentektonik dem stofflichen Modell zugrunde, dann weiten sich die dynamischen Prozesse zu Kreisläufen. Als Beispiel ist in Abb. 10 ein Modell über den Aufbau der ozeanischen Lithosphäre nach FORSYTH (1975) gewählt.

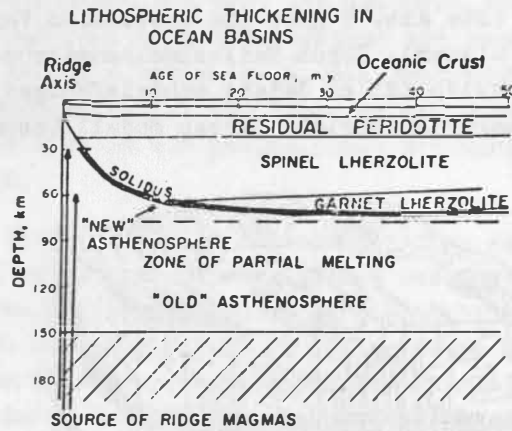


Abb. 10 Schematische Darstellung der ozeanischen Lithosphäre nach FORSYTH (1975) aus KAY 1979. Die feste ozeanische Lithosphäre wird von der Asthenosphäre, einem Lherzolith mit Schmelzanteil unterlagert. Der residuale Peridotit ist das Pendant zur basaltischen ozeanischen Kruste. Die Variabilität der aufsteigenden Magmen wird in diesem Modell dadurch bedingt, daß ein Teil der Magmen (NORB-Typ der ozeanischen Rücken) der Mesosphäre (schrägschraffierte Schicht), ein anderer (IT - isländischer Typ und IPT - Intraplattentyp) der Asthenosphäre entstammt.

Die Reihe der angeführten Modelle über den Aufbau der Lithosphäre ließe sich noch durch eine Anzahl weiterer fortführen. Im vorliegenden Überblick sollte nur gezeigt werden, wie eng die Fortschritte auf dem Gebiet der geophysikalischen und geologischen Lithosphärenforschung mit solchen auf dem Gebiet der petrologischen Hochdruckforschung verbunden sind und sich gegenseitig bedingen.



Literaturverzeichnis

- /1/ AKIMOTO, S.: The system  $Mg_2SiO_4$ - $MgO$ - $H_2O$  at high pressures and temperatures - possible hydrous magnesian silicates in the upper mantle and the transition zone. Abstr. 06, Symp. 11 (Physico-chemical properties of mantle materials at high pressures) IASPEI 1979, Canberra
- /2/ AKIMOTO, S.J.: The system  $MgO$ - $FeO$ - $SiO_2$  at high pressures and temperatures - phase equilibria and elastic properties. Tectonophys. 13 (1972), S. 161-187
- /3/ ANDERSON, D.L.: The upper mantle transition region: eclogite? Geophys. Res. Lett. 6 (1979), S. 433-436
- /4/ BOWEN, N.L.: The evolution of the igneous rocks. Princeton N.J.: Princeton University Press 1928
- /5/ CLARK, S.P.; RINGWOOD, A.E.: Density distribution and constitution of the mantle. Rev. Geophys. 2 (1964), S. 35-88
- /6/ ERNST, W.G.: Petrogenesis of some Ligurian peridotites.- I. and II. - Cosmochim. Geochim. Acta 43 (1979), S. 219-237 and S. 1273-1284
- /7/ FORSYTH, D.: The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle. Geophys. J.R. astr. Soc. 43 (1975), S. 103-165
- /8/ GORANSON, R.W.: The solubility of water in granite magmas. Amer. J. Sci. 22 (1931), S. 481-502
- /9/ GORANSON, R.W.: Silicate-water system: phase equilibria in the  $NaAlSi_3O_8$ - $H_2O$  and  $KAlSi_3O_8$ - $H_2O$  system at high temperature and pressure. Amer. J. Sci. 35 (1938), S. 71-91
- /10/ HUANG, W.L.; WYLLIE, P.J.: Melting relations of muscovite-granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. Contr. Mineral. Petrol. 42 (1973), S. 1-14
- /11/ KAY, R.W.: Zone refining at the base of lithospheric plates: a model for a steady-state asthenosphere. Tectonophys. 55 (1979), S. 1-9
- /12/ KUSHIRO, J.; YODER, H.S.: Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. J. Petrol. 7 (1966), S. 337-362
- /13/ KUSHIRO, J.; SYONO, Y.; AKIMOTO, S.: Melting of a peridotite module at high pressures and high water pressures. J. Geophys. Res. 73 (1968), S. 6023-6029
- /14/ LIU, L.: Mineralogy and chemistry of the Earth mantle above 1000 km. Geophys. J.R. astr. Soc. 48 (1977), S. 53-62
- /15/ MAALØE, S.; AOKI, K.: The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. Contr. Mineral. Petrol. 63 (1977), S. 161-173
- /16/ MYSEN, B.O.; BOETTCHER, A.L.: Melting of a hydrous mantle. I. and II. - J. Petrol. 16 (1975), S. 520-593
- /17/ O'HARA, M.J.; YODER, H.S.: Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. Scott. J. Geol. 3 (1967), S. 67-117
- /18/ PIWINSKI, A.J.; WYLLIE, P.J.: Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. J. Geol. 76 (1968), S. 205-234

- /19/ RINGWOOD, A.E.: Crigin of the Earth and Moon.  
New York u.a. Springer-Verl. 1979
- /20/ RINGWOOD, A.E.; MAJOR, A.: The system  $Mg_2SiO_4$ - $Fe_2SiO_4$  at high pressures and temperatures.  
Phys. Earth Planet. Inter. 2 (1970)89-109
- /21/ ROBERTSON, J.K.; WYLLIE, P.J.: Rock-water system, with the special reference to the water-deficient region.  
Amer. J. Sci. 271 (1971), S. 252-277
- /22/ STERN, C.R.; HUANG, W.L.; WYLLIE, P.J.: Basalt-andesite-rhyolite- $H_2O$  and a pelagic red clay at 30 kbar.  
Earth Planet. Sci. Lett. 28 (1975), S. 189-196
- /23/ WOOD, D.A.: Dynamic partial melting: its application to the petrogenesis of basalts erupted in Iceland, the Faeroe Islands, the Isle of Skye (Scotland) and the Troodos Massit (Cyprus).  
Geochim. Cosmochim. Acta 43 (1979), S. 1031-1045
- /24/ WYLLIE, P.J.: From crucibles through subduction to batholiths.  
In: Energetics of geological processes. - New York u.a. Springer-Verl. 1977, S.389-43
- /25/ WYLLIE, P.J.: The dynamic Earth.  
New York Wiley 1971
- /26/ YODER, H.S.; TILLEY, C.E.: Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.  
J. Petrol. 2 (1962), S. 342-532

Langperiodische Anteile der Lotschwankungen und der  
Einfluß offener Gewässer

von  
J. Byl

Akademie der Wissenschaften der DDR  
Zentralinstitut für Physik der Erde  
DDR 15 Potsdam, Telegrafenberg A 17

Zusammenfassung:

Es wird der mögliche Einfluß langperiodischer Niveauschwankungen der Havelgewässer auf die Lotrichtung an der Station Potsdam abgeschätzt. Der Gewässerverlauf wird dabei durch 47 Kompartimente (Kreisringausschnitte) angenähert. Das in die Rechnung einbezogene Gebiet hat einen Radius von ca. 11 km. Für die Wasserstandsschwankung von einem Meter ergibt sich eine resultierende Lotablenkung von  $0,0135$  in westnordwestlicher Richtung; d.h., durch hydrologische Vorgänge - Schwankungen des Grundwasser, der Bodendurchfeuchtung und der offenen Gewässer - werden unter extremen Bedingungen bis zu 30 % der jährlichen Lotbewegung verursacht.

Der weitaus größere Anteil des beobachteten Ganges wird offensichtlich durch jahresperiodische Temperaturbewegungen in der oberen Kruste hervorgerufen.

1. Einleitung

Die Bestimmung der Lotrichtung und ihrer zeitlichen Änderungen stellt hohe Anforderungen an die Empfindlichkeit und an die Langzeitstabilität der Instrumente sowie an die Qualität des Aufstellungsortes. Es zeigt sich, daß temperär wirkende meteorologische und hydrologische Vorgänge besonders an oberflächennahen Stationen sowohl in den Gezeitenperioden, als auch im langzeitigen Verhalten die Messungen z. T. erheblich beeinflussen.

Mehrjährige Horizontalpendelaufzeichnungen bei Potsdam in einer 26 m unter Terrain gelegenen Meßkammer zeigen Störeinflüsse unterschiedlicher Natur aus dem engeren und weiteren Umfeld der Station.

Intensität und Charakter der Störungen sind von der Jahreszeit und von den Witterungsverhältnissen abhängig. Haupteinflußgröße ist die Temperatur, daneben führen bestimmte regionale Luftdruckverteilungen zu meßbaren Neigungsvorgängen. Als weitere Störeinflüsse erweisen sich u.a. die Grundwasserbewegungen und die Bodenfeuchtigkeit hauptsächlich aus dem Bereich der angrenzenden Moräne. Es ließ sich zeigen, daß die übrigen Potsdam umgebenden Moränenmassive bei stark variierendem Grundwasserstand und starker Durchfeuchtung, wie zur Zeit der Schneeschmelze, ebenfalls Einfluß auf die langperiodische Lotbewegung haben /1/.

## 2. Umfeld und Beobachtungsbedingungen der Station

Die geologische Situation läßt sich infolge der mächtigen diluvialen Bedeckung fast nur mit Hilfe der Glazialmorphologie erklären. Die morphologischen Verhältnisse um Potsdam und westlich von Berlin beeinflussen den Lauf der Havel und die hydrographische Gestaltung des Flußgebietes in hohem Maße. Der diluviale Untergrund in Verbindung mit breiten Urstromtalstrecken führte zur Bildung zahlreicher Seen. Vereinzelt finden sich Hinweise auf eine tektonische Vorbildung in diesem Gebiet durch das Auftreten von Streichrichtungen im quartären Untergrund /2/. Der Verlauf des Havel- und Nuthetals kann in der Umgebung von Potsdam tektonisch beeinflußt sein. Die Anlage der Seenkette läßt verschiedene mögliche Streichrichtungen erkennen, durch welche auf bevorzugte Neigungsrichtungen geschlossen werden kann.

Ausgeprägt ist die von SW nach NE verlaufende große Seenkette von etwa 30 km Länge mit den größten Seen (s. Abb. 1). Die Station befindet sich etwa in der Mitte dieser Kette 1 km vom Flußverlauf entfernt. Vom Schwielowsee aus erstreckt sich eine weitere Seenkette etwa 20 km in nordnordwestlicher Richtung.

## 3. Berechnung des Masseneffektes auf die Lotrichtung

Die verhältnismäßig große Gewässerfläche im Bereich weniger Kilometer um die Station ist etwa jahresperiodischen Niveauschwankungen von maximal bis zu einem Meter unterworfen. Aus dem gleich-

falls jahresperiodisch in Erscheinung tretenden Nullpunktgang der 4 Klinometer (2 mechanische Horizontalpendel Typ Tomascheck-Ellenberger und 2 photoelektrische Neigungsmesser Typ Ostrovskij) folgt die Frage nach dem möglichen Einfluß der Niveauschwankung der Gewässer auf die langperiodische Bewegung der Lotrichtung.

In die Berechnung einbezogen sind alle Gewässer innerhalb eines Radius von 10-11 km um die Station.

Der Gewässerverlauf wird durch 47 Kompartimente approximiert (Plattendicke  $d = 1$  m). Die Attraktionswirkung jedes dieser Kompartimente (Kreisringausschnitte, Abb. 2) wird mit Bezug auf die Stationslage ermittelt.

Die Ablenkung des Lotes wurde für die Gewässer bis zu einer Entfernung von 5 km nach der Beziehung

$$(1) \quad \delta\varphi = \frac{k^2 \sigma d}{g} (\sin\alpha_{n+1} - \sin\alpha_n) \ln \frac{a_1 + r_1}{a_2 + r_2}$$

berechnet. /3/, hierin bedeuten:

$k^2$  = Gravitationskonstante

$\sigma$  = Dichte ( $1.0 \text{ gr cm}^{-3}$ )

$g$  = Schwerebeschleunigung.

Für die mehr als 5 km entfernten Gewässer ist eine Berücksichtigung der Höhendifferenz zwischen Station und Wasserfläche nicht mehr erforderlich. Für  $t = 0$  - Station im Massenniveau - folgt aus (1):

$$(2) \quad \delta\varphi = \frac{k^2 \sigma d}{g} (\sin\alpha_{n+1} - \sin\alpha_n) \ln \frac{a_1}{a_2}$$

Mit Hilfe von (2) wurden die Lotablenkungen für die Kompartimente zwischen 5 und 11 km berechnet.

$\delta\varphi$  wird in Bogensekunden und

$d$  in km angegeben.

Die  $a_1$  und  $r_1$  in (1) berücksichtigen die Höhendifferenz  $t$  zwischen Station und Wasserniveau. Für Sektoren von etwa  $20^\circ$  bis

30° Öffnungswinkel sind die Teilsummen der Störvektoren nahe beeinanderliegender Kompartimente ermittelt worden (Abb.3: A - G); aus diesen wurde der resultierende Lotablenkungsvektor bestimmt. Es ergibt sich für eine Wasserstandsschwankung von einem Meter eine Lotablenkung von 13,50 msec in etwa westnordwestlicher Richtung.

#### 4. Schlußbemerkungen

Abschätzungen über den Einfluß von Grundwasser- und Bodenfeuchtigkeitsschwankungen nach ergiebigen Niederschlägen und der Schneeschmelze in der Umgebung der Station auf die Lotbewegung führten zu Maximalamplituden bis zu 0,08 /3/.

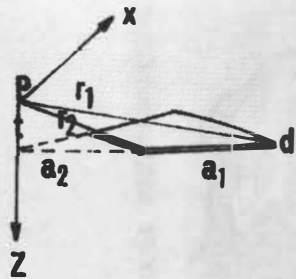
Mit 0,015-0,016 Lotablenkung pro Meter Wasserstandsschwankung errechnet sich ein vergleichsweise geringer Störeinfluß. Er ergibt sich aus der Lage der Station etwa in der Mitte der südwest-nordöstlich verlaufenden Hauptseenkette, wodurch der Lotablenkungseffekt zum Teil kompensiert wird.

Die an der Station beobachteten geringen Jahresgänge von  $\sim 0,3$  werden zum wesentlichen Teil durch Bewegungen infolge des jahreszeitlich variablen Wärmehaushalts der oberen Kruste hervorgerufen.

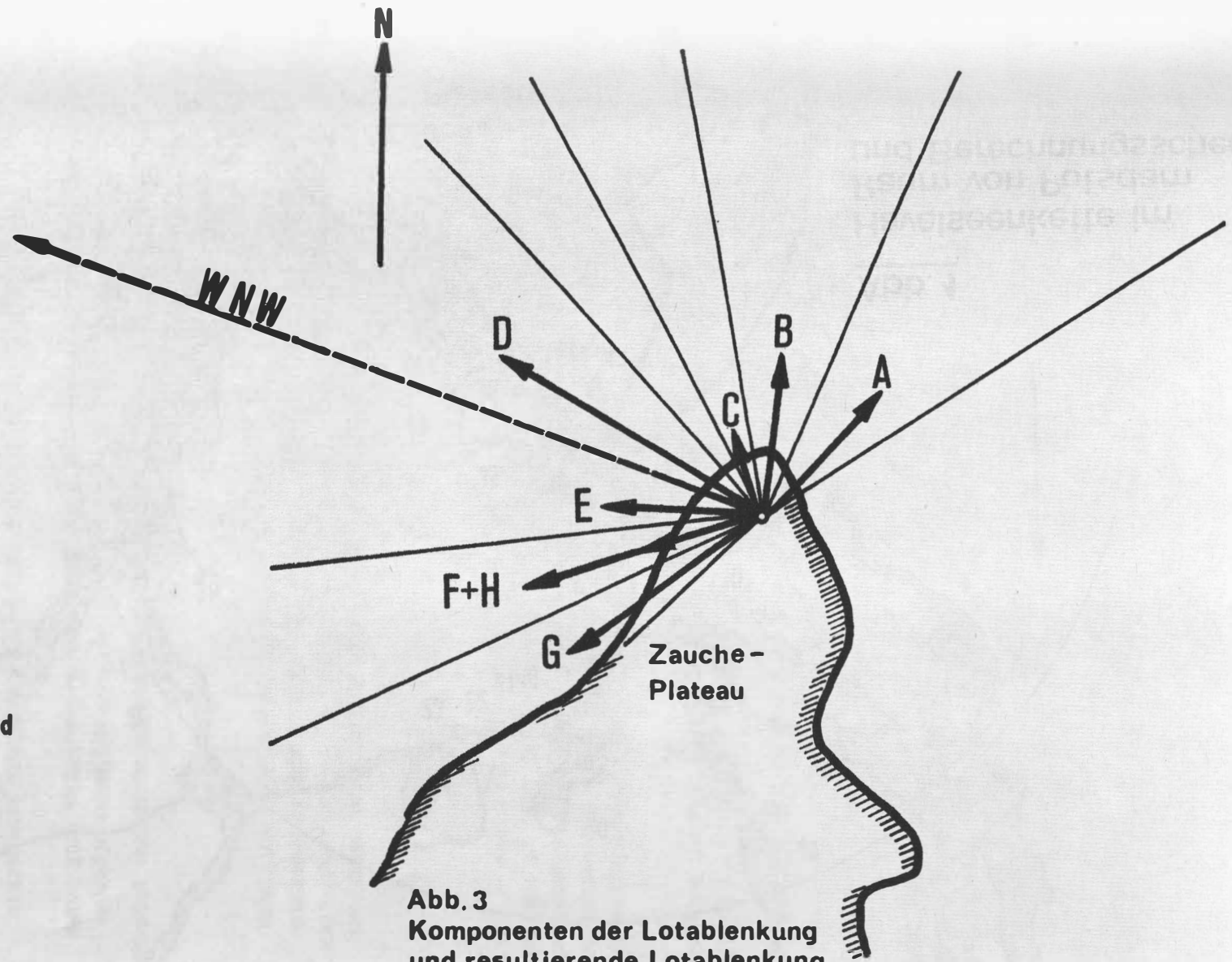
Im kurzperiodischen Gezeitenbereich sind Einflüsse durch die offenen Gewässer in seltenen Fällen nach starken Niederschlägen zu erwarten. Die Amplituden der Lotstörung dürften in solchen Fällen 0,7-1,0 msec nicht überschreiten.

#### Literatur

- /1/ Byl, J.: Hydrologische Einflüsse auf langperiodische Lotbewegungen in Potsdam; Gerl. Beitr. Geophysik, Leipzig 86 (1977)6.
- /2/ Franz, H.-J.: Morphogenese der Glaziallandschaft südlich von Potsdam; Geographische Berichte, 4, 1969
- /3/ Byl, J.: Über den Einfluß geologischer und hydrologischer Effekte auf die Lotrichtung in Potsdam; VIII. Internat. Erdgezeitensymp., Bonn 1977.

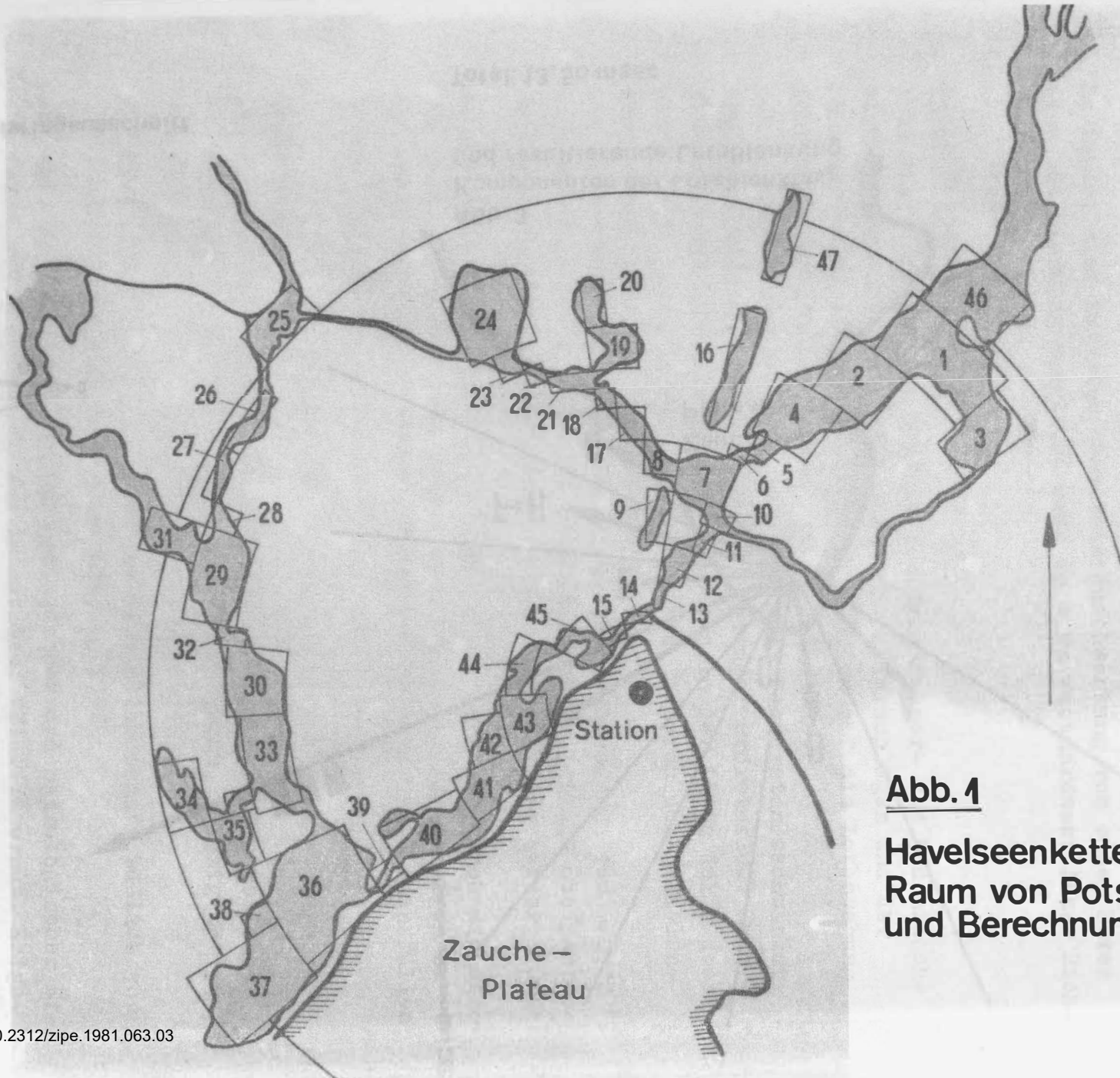


**Abb. 2 Kreisringausschnitt**



**Abb. 3  
Komponenten der Lotablenkung  
und resultierende Lotablenkung**

**Total: 13,50 msec**



**Abb. 1**  
**Havelseenkette im**  
**Raum von Potsdam**  
**und Berechnungsschema**



On Non-Tidal Gravity Variations in the Diurnal Range

by

C. ELSTNER and W. SCHWAHN<sup>1)</sup>

Summary

Using FOURIER-analyses and autocovariance functions of empirical gravity residuals computed from long-time CHOJNICKI-analyses (Potsdam  $\delta O_1 = 1.151 \pm 0.0002$ ,  $m_0 = 0.58 \mu\text{gal}$ ) one can show that in dependence on the sample size (interval length) the amplitude of the functional part in the diurnal range may reach up to

- 0.2  $\mu\text{gals}$  ( $10^{-8} \text{m sec}^{-2}$ ) over time intervals in the range of a year
- 0.4  $\mu\text{gals}$  over time intervals in the range of three monthes.

Therefore the  $\delta$ -factors for tides in this diurnal range show temporal variations.

By theoretical considerations it was proved that these variations might be produced by a disturbing non-tidal wave in the neighbourhood of the diurnal waves with an amplitude of about 0.3  $\mu\text{gals}$ .

From the variation of the length of day (LOD) the resulting deformation in the order of 1 cm was obtained. This displacement should produce a gravity variation of a few microgals. But the residual gravity variation do not show such an amplitude. So we have to conclude that only a small part, perhaps less than 5 %, of the seasonal variations of LOD was caused by seasonal changing diurnal variations of the mass distribution.

Резюме

На основе ФУРЕ-анализов и автокорреляционных функций эмпирических резидуальных гравитационных данных (Потсдам,  $\delta O_1 = 1.151 \pm 0.0002$ ,  $m_0 = 0.58 \mu\text{гал}$ ) (без дрейфа и приливов), полученных при методе ХОЙНИЦКОГО, можно показать в зависимости от длины интервала, что амплитуды функционального компонента в суточном диапазоне достигает

- 0.2  $\mu\text{гал}$  за интервал около одного года
- 0.4  $\mu\text{гал}$  за интервал около трёх месяцев.

Поэтому  $\delta$ -факторы в диапазоне суточных приливов показывают временные вариации.

Теоретические исследования подтверждают тот факт, что эти вариации обусловлены непривливной волной в соседстве сосуточными волнами. Амплитуда этой волны равна около 0.3  $\mu\text{гал}$ .

Только маленькая часть, вероятно меньше чем 5 %, сезонной вариации в вращении Земли имеет свою причину в сезонных и одновременно суточных вариациях распределения плотности.

---

Academy of Sciences of GDR, Central Earth Physics Institute, DDR 1500 Potsdam, Telegrafenberg A 17

## 1. Introduction

Gravimetric registration series extended over some years offer the possibility to investigate non-tidal gravity variations especially in the range up to a few days. Variations with longer periods mostly are masked by drift of the instruments. In general we may use two different ways for the study of these phenomena. At first we may consider the residuals of the tidal analysis of the whole material from which the drift and the long-periodic tides were excluded by digital filtering. Secondly we may compare the disturbed tidal parameters of those tidal waves which are situated nearby the non-tidal gravity variations with their expected values.

The investigation of the tidal residuals is performed both by deterministic methods (FOURIER-analyses) and by statistic estimation techniques (Covariance analyses). The data used for the estimation of the nature of the non-tidal gravity variations in the diurnal range are the registrations of the gravimeter GS 15 No. 222 performed in Potsdam between 1974 and 1979 (DITTFELD, 1980). All the material, pre-filtered after PERTZEV, was analysed by CHOJNICKIJ's method. The remaining residuals were used for further calculations.

The aim of the following investigation is to get an idea on the spectral distribution of the residuals inside the diurnal range, to check their stationarity, to find out possible correlations to other geophysical phenomena and to receive a picture on the causes of these non-tidal variations.

## 2. FOURIER-analyses

FOURIER-analyses give us a hint on the functional part in the time interval under consideration. Starting from a four years time interval 1974 - 1978 at first a CHOJNICKIJ-analysis was performed. For the residuals a FOURIER-analysis for the time section Dec. 1976 - May 1978 was carried out. For the same time section a separate CHOJNICKIJ-analysis of the residuals produced by this way.

The difference between these results in the diurnal range is given in fig. 1. We can see a remarkable value in the range of diurnal periods. It means that the coefficients obtained in the global four-years-analysis may reflect only the general properties over four years whereas the use of a shorter time section enables us to see a better functional approximation in the short-time properties of the gravimetric registration series.

From this fact we conclude that the  $\delta$ -factors at the very least in the diurnal range have not only a structure in space according to different crustal and mantle structures of the observation points but also a structure in time, and a good comparison of different stations should be based on the same time interval (see also fig. 4).

For further conclusions concerning the causes of the variability in the diurnal range we used a constant time section of about 2400 hourly residuals (100 days)

in a time step of 31 days beginning with the date Dec. 21 1975. The results of 39 FOURIER-analyses are given in figs. 2 and 3. Fig. 2 shows the distribution of the energy in dependence on the wavelength. The maximum lies significantly in the range of 23.90 and 24.10 hours. A more detailed information with respect to the time provides fig. 3. Here on the top the value of the maximal amplitude in the diurnal range is plotted, below the temporal variation of the amplitudes of a few spectral lines. It can be seen that

- the maximal amplitudes occur both below and higher than 24 hours in a narrow band as indicated in fig. 2
- at present we cannot decide whether there is a correlation with the season or not
- there is a correlation between the temporal variation of  $\delta K_1$  for the years 1976 and 1977 and the smoothed curves of the amplitudes in fig. 3 for the same time section (analyses 1 - 24) comparing fig. 3 and fig. 4.
- from further investigations follow that the stronger the amplitude in the diurnal range the stronger are general background of the amplitudes in the neighbourhood of the diurnal waves, but not in linear dependence. At present we have no explanation for these effects of concentration and dispersion of the energy in the diurnal range in dependence on the amplitude.

### 3. Autocovariance functions

The structure in time of our residuals may be studied further by statistical methods. By this procedures we obtain some results on the inner correlation of these data and particularly with respect to the waves in the diurnal range on the amplitude variation.

Using the conclusions of the preceding chapter we can assume that the material contains certain regular disturbances, which may be described by harmonic functions. Their parameters - amplitudes, frequencies and phase angles - may be characterized by a constant and a stochastically part varying, with time. The first one will be estimated by a comparison between observed and undisturbed diurnal tidal parameters (see chapter 4). The second part can be represented by the aid of autocovariance functions. If a functional disturbance exists in the investigated time interval then in the autocovariance function a harmonic function appears too. A good example are the autocovariance functions of the residuals used for both the analyses at the beginning of chapter 2. Their difference in the first maximum (25 hours) is  $0.03531 \mu\text{gal}^2$ , which corresponds the square of an amplitude of  $0.188 \mu\text{gal}$ . Comparing this value with the amplitude differences of the FOURIER-analyses ( $0.15 \mu\text{gal}$ ) we can conclude that besides a functional contribution a stochastic one in the order of  $0.04 \mu\text{gal}$  exists at a lag of 25 hours. For greater lags than 48 hours (two days) the curve shows the functional part of about  $0.15 \mu\text{gal}$  only. From this fact we may conclude further that in the 4-years-residuals in the diurnal range a functional part of about  $0.15 \mu\text{gal}$  is contained, which was not included in the CHOJNICKIJ-analysis. This is an expression of the variability of spectrum of the residuals with a sample size of about a year with respect to the results related to the whole data set of a few years.

For shorter sample sizes, for instance about three months, the discrepancies between several samples can reach up to the twice of the above mentioned value. To show this matter of fact we select two extremal cases: In fig. 3 the difference of the amplitudes for the wave 23.98 hours between the points 1 (Jan. 1976) and 2 (March 1978) amounts to 0.38  $\mu\text{gal}$ . The autocovariance functions for this two time sections (Nov. 5 1975 - Feb. 12 1976 and Feb. 21 1978 - May 31 1978) are shown in figs. 5 and 6. Using a time lag of 48 hours we obtain for the amplitude of the functional part 0.38  $\mu\text{gal}$  in a very good coincidence with the results of the FOURIER-analyses in the same time sections.

The well-known spectral estimation methods, for instance the Maximum-Entropy-Method, have no sufficient spectral resolution in the diurnal range using a sampling interval of one hour.

#### 4. Effects and possible causes of the diurnal perturbations

##### 4.1. Mean value estimation of the perturbations

A further possibility to estimate the magnitude and the frequency of the mean values of the diurnal disturbances are given by the temporal variations of  $\delta(\text{PSK})_1$  and by the determination of the mean disturbance in the tidal wave  $S_1$ . Naturally  $S_1$ -tidal waves are influenced by a lot of local and instrumental factors. But if there a real physical correlation to the rate of rotation of the earth exists then a certain global part with a zonal distribution and a seasonal variation is required.

The analysis of the whole data set by the aid of VENEDIKOVs method applicated to consecutive monthly intervals showed (DITTFELD et al., 1979) for the wave group  $(\text{PSK})_1$  a temporal dependence of the  $\delta$ -factor (fig. 7)

$$(1) \quad \delta(t) = \delta_0 + a_\delta \cos(\omega_\delta t + \psi_\delta)$$

where  $a_\delta = 0.0068$ ,  $\omega_\delta = 2\pi/362$ ,  $\delta_0 = 1.141$  and  $\psi_\delta = 156^\circ$ , when the time  $t$  is reckoned in days from Nov. 19 1973.

The analysis method VENEDIKOV-M65 differs from that of CHOJNICKIJ by a special prefiltering of the initial data sel. By this procedure certain diurnal perturbations which may be expressed by Tschebychov-polynomials are eliminated. But because of the finite wideness of the used numerical filters perturbations with frequencies very close to those of the tides are combined with the tidal waves and they may also produce variations in the dezetermined tidal parameters. Forthermore monthly analyses do not allow to separate  $S_1$ ,  $K_1$  and  $P_1$  and  $S_1$ -type perturbations must be appear in the parameters of this wave group.

Each of the three main tides  $P_1$ ,  $S_1$  and  $K_1$  may be represented in the form

$$(2) \quad G_1 = \delta(t) A_1 \cos(\nu_1 t + \psi_1).$$

We assume that the second term in equation (1) is produced by a certain disturbing harmonic  $A_s(\cos \nu_s t + \psi_s)$ . The superposition with one of the main waves may be written in form of

$$(3) \quad A_1 \cos(\nu_1 t + \psi_1) + A_s \cos(\nu_s t + \psi_s) = R(t) \cos(\bar{\nu} t + \bar{\psi} + P(t)).$$

$R(t)$ ,  $P(t)$  denote the amplitude- and phase-function of the combined wave, and  $\bar{\nu} = (\nu_1 + \nu_s)/2$ ,  $\Delta\nu = \nu_1 - \nu_s$ ,  $\bar{\psi} = (\psi_1 + \psi_s)/2$ ,  $\Delta\psi = \psi_1 - \psi_s$ . The functions  $R$  and  $P$  are given by

$$(4) \quad R^2 = A_1^2 + A_s^2 + 2A_1 A_s \cos(\Delta\nu t + \Delta\psi)$$

$$P = \frac{A_1 - A_s}{A_1 + A_s} \tan\left(\frac{\Delta\nu}{2} t + \frac{\Delta\psi}{2}\right)$$

If  $A_s \ll A_1$  we get approximately

$$R = A_1 (1 + (A_s/A_1) \cos(\Delta\nu t + \Delta\psi)) = A_1 \delta(t)$$

We substitute (1) and it follows

$$A_1 = A_i \delta_0, \text{ the observed amplitude of the tidal wave } i,$$

$$A_s = A_i a_\delta \text{ the resulting disturbing non-tidal wave, and}$$

$$\nu_i - \nu_s = \omega_\delta.$$

Hence we found for the waves  $P_1$  and  $K_1$

	$\nu_s$	$T_s$	$A_s$
$P_1$	14.917 5°/h	24.1327 h	0.1 $\mu\text{gal}$
$K_1$	14.999 6°/h	24.0006 h	0.29 $\mu\text{gal}$

By this way we derive on the basis of the observed variations of  $\delta(\text{PSK})_1$  a harmonic disturbance with a period of about 24 hours and an amplitude of 0.3  $\mu\text{gal}$ . Because the tidal wave  $S_1$  is very small we excluded it from this estimation, but we may assume that this above mentioned diurnal disturbance is a part of the  $S_1$ -tide determined by an analysis of the whole data set by CHOJNICKIJ method. So we may compare the determined tidal parameters for  $S_1$  ( $\delta = 0.64$ ,  $\alpha = 80.9^\circ$ ) with the corresponding data expected in the absence of any perturbation ( $\delta = 1.16$ ,  $\alpha = 0.0$ ).

Adding to  $S_1$  the next smaller tidal wave we get for Potsdam the relation

$$(5) \quad S_1 = 0.27 \cos(t + 37^\circ.3) \mu\text{gal}$$

valid with an accuracy of about 0.5 % for the time interval 1974 - 1979. This means the undisturbed  $S_1$  tidal wave. Here  $t$  designs Greenwich time in degrees.

From the analysis of all the observational data we found

$$(6) \quad S_1^B = 0.15 \cos(t + 118.3) \mu\text{gal}.$$

Adding a disturbing wave to (5)

$$(7) \quad S_1^B = S_1 + A_g \cos(ct + \psi_g)$$

where  $c \approx 3 - T_g/8 + T_g^2/576 = 1$  we get  $A_g = 0.29 \mu\text{gal}$ , which agrees with the result for the  $K_1$ -disturbance derived from the temporal variations of  $\delta(\text{PSK})_1$ .

Using the 39 FOURIER-analyses of the residuals (fig. 3, upper part) we calculated the mean values of the maximal amplitudes and their periods neglecting all values smaller than  $0.2 \mu\text{gal}$ . We got  $T_g = 24.0086$  h and  $A_g = 0.28 \mu\text{gal}$  in a good agreement with the above calculated values.

As we have seen in the two preceding chapters the more detailed analysis of the perturbations in the diurnal range gives an impression on the non-stationary character of the statistical variations of the amplitudes and frequencies. So we have to understand the calculated parameters of the harmonic perturbations as temporal mean values varying with time.

The observed disturbance of the tidal parameters of the group  $(\text{PSK})_1$  are caused by a  $S_1$ -type disturbance whose amplitudes and frequencies show statistical distributed deviations from certain mean values varying with time.

#### 4.2. The rate of rotation of the earth and diurnal gravity variations

The correspondence of the seasonal variations of the rate of rotation of the earth  $UT_2 - UT_1$  and the diurnal  $\delta$ -factors  $\delta(\text{PSK})_1$  given in fig. 7 leads to the question for a common cause of both the phenomena. We have to keep in mind that for this case the diurnal disturbances must show a global character. Therefore we want to look for the magnitude of the variations of the diurnal changes and the seasonal fluctuations in the mass distribution of the earth acting on tides and rotation of the earth.

A raw estimation of the seasonal fluctuations we get from the calculation of the variations of the moment of inertia corresponding to the observed rotational variations. From the conservation of the rotational moment  $\Theta\omega = \text{const.}$  results

$$\frac{d\Theta}{\Theta} = - \frac{d\omega}{\omega} = \frac{dT}{T}.$$

The diurnal variation of the rate of rotation is given by

$$\begin{aligned} dT &= \frac{d}{dt} (UT_2 - UT_1) = \frac{d}{dt} A \cos(2\tilde{\omega}t/365 + \alpha) \\ &= - \frac{2\tilde{\omega}A}{365} \sin(2\tilde{\omega}t/365 + \alpha). \end{aligned}$$

With  $A = 30$  ms the maximum variation is  $dT = 0.516$  ms/d. Hence it follows

$$(8) \quad \frac{dT}{T} = 5.988 \cdot 10^{-9} = \frac{8/3 \tilde{\eta} \rho R^4}{\Theta} dR$$

Substituting for the density of the earth's crust  $\rho = 2.67$  gr.  $\text{cm}^{-3}$ , for the moment of inertia  $\Theta = 8.0079 \cdot 10^{44}$  gr.  $\text{cm}^2$  and for the mean radius of the earth  $R = 6.37 \cdot 10^8$  cm we obtain  $dR = 1.30$  cm. This would mean that the radius of the earth shows seasonal changes with a maximum rate of 1.3 cm per day.

Variations of the moment of inertia of the earth only depend on the spherical harmonics  $P_0$  and  $P_{20}$  in the representation of the mass displacement (MOLODENSKIJ, MOLODENSKIJ and PARIJSKIJ, 1975). The estimated  $dR$  corresponds to a change of  $P_0$ . If the mass displacements are produced by meteorological processes, for instance pressure loading or insolation, the distribution of continents and oceans is very important and we must accept radial deformations in the order of several cm to explain the observed variations of LOD. These radial deformations produce a gravity variation in the order of a few microrgal and so we can summarize: A possible relation between tidal and rotational variations requires the existence of global diurnal zonal mass displacements with seasonal fluctuation with an order of magnitude in the corresponding gravity variations of a few microrgal. But the observed diurnal non-tidal gravity variations amount only to a few tenth of a microrgal with a very weak seasonal alteration.

So we have to conclude that on a small part, probably less than 5 %, of the seasonal variations of the reate of rotation of the earth may be caused by seasonal fluctuations of diurnal variations of the mass distribution of the earth. The good coincidence of both the phenomena seems to be essentially not generated by one and the same process.

### Conclusions

The investigated non-tidal diurnal gravity variations occur with non-stationary distributions of amplitudes and periods and a time-varying total energy. At present we are not able to split up these variations in global, regional and local constituents, because we used only the data of a single station. The non-tidal variations disturb the diurnal tides used for the estimation of the resonance effect of the fluid outer core of the earth. The high correlation between tidal and rotational variations seems to be caused by the interference of sidereal and solar day periodic variations in the tides resulting to a seasonal fluctuation very similiar to the rotational variations but essentially generated by different processes.

Acknowledgement. The authors wish to thank Mssrs. K. Arlt and H. Wipper from the Computer centre of Central Institute of Astrophysics for their valuable assistance in the computing of the FOURIER-analysises and autocovariance functions.

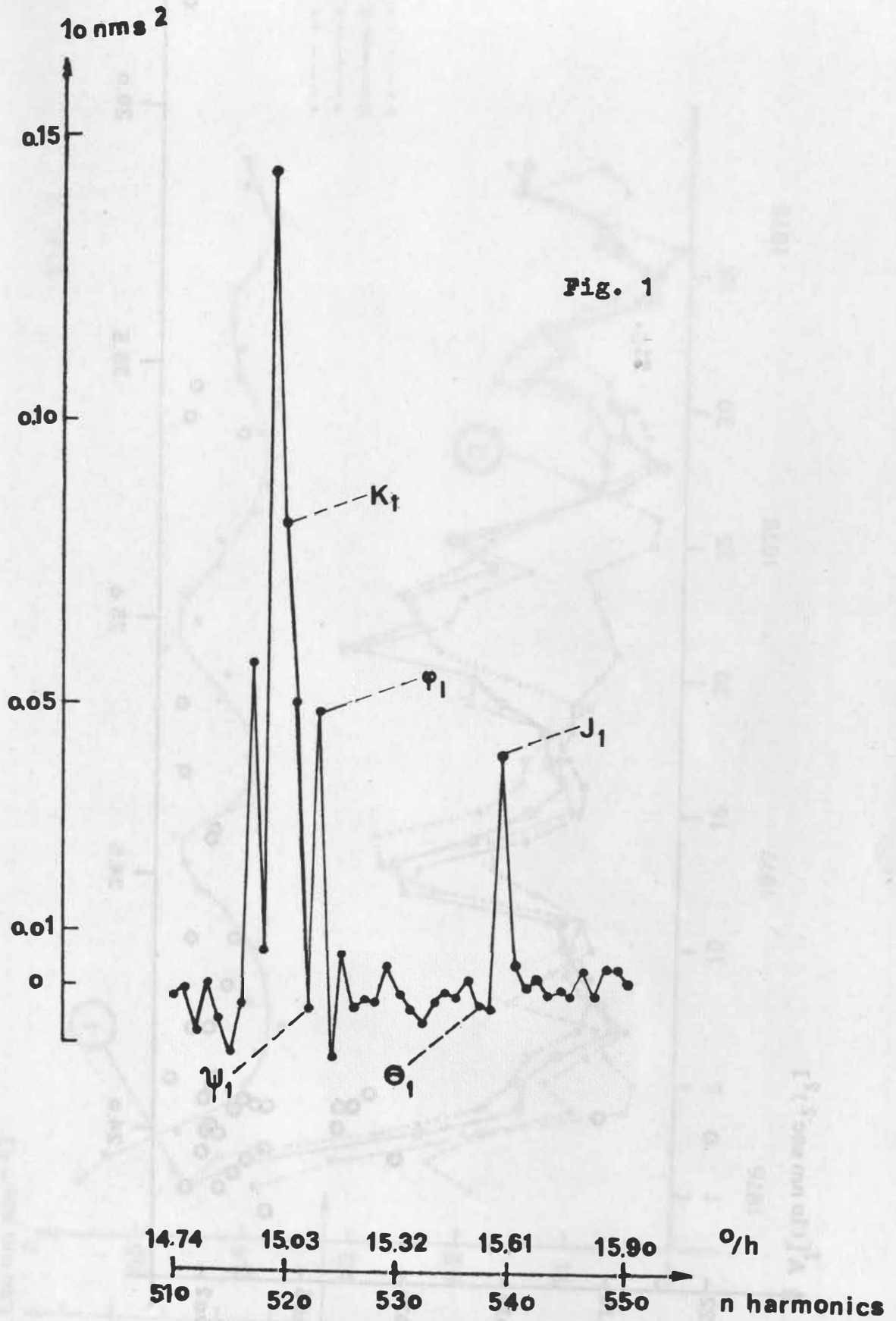
Literature

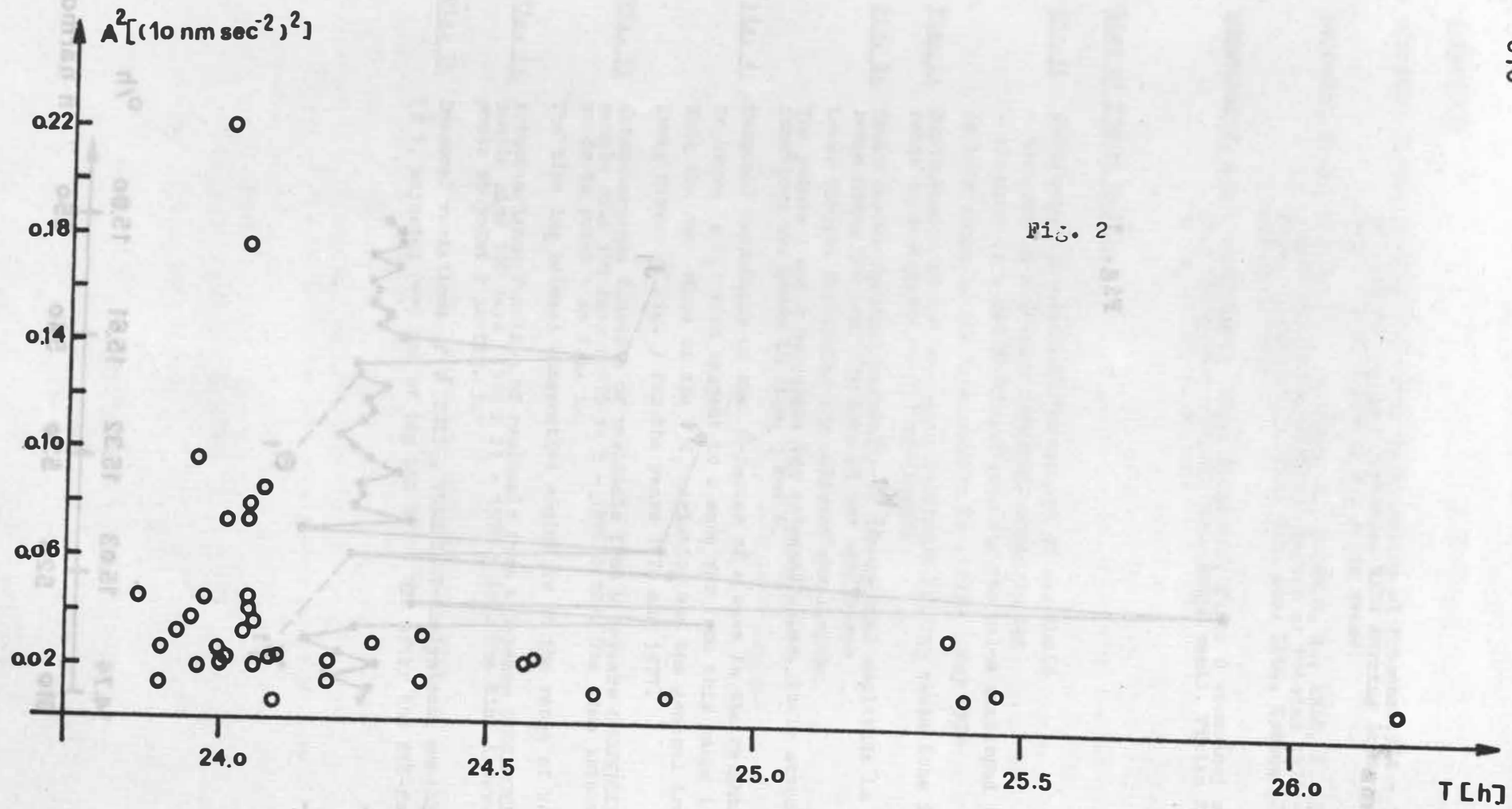
- DITTFELD, H.-J.: Digital Earth Tide Registration at Potsdam 1974 - 1978 - Results of Standard Analysis Methods. KAPG Working Group 3.3 - Study of Earth Tides, Bulletin No. 3 (in press)
- DITTFELD, H.-J.; ELSTNER, C.; HARNISCH, M.; SCHWAHN, W.; ARLT, K.: Investigation on a Gravimetric Registration Series at Potsdam 1974 - 1978 Paper, presented to XVII. Gen. Ass. IUGG, Sympos. 20, Canberra, Australia 1979
- MOLODENSKIJ, M.S.; MOLODENSKIJ, S.M.; PARIJSKIJ, N.N.: O vozmožnoj svjasi izmenenij sily tjazesti i skorosti vrasćenija zemli. Fizika Zemli, Moskva o. Jg. (1975) 6, S. 3-11

List of figure captions

- Fig. 1: Differences between FOURIER-spectra of residuals  
- obtained by a 4-years CHOJNICKI-analysis and  
- obtained by a CHOJNICKI-analysis for the below mentioned time interval  
in both cases in the time section Dec. 1976 - May 1978
- Fig. 2: Distribution of the energy of non-tidal gravity variations in the diurnal range in dependence on the wavelength
- Fig. 3: Upper curve: Temporal variation of the maximal amplitude in the diurnal range using 100 days for each of the analyses  
Lower curves: Amplitudes for selected wavelengths  
The points 1 and 2 designate two extremal cases. Their autocovariance functions are shown in figs. 5 and 6.
- Fig. 4: Temporal variations of the  $\delta$ -factor of a wave in the neighbourhood of 24 hours ( $\delta K_1$ ) with respect to a wave far from this range ( $\delta O_1$ ).  
Note the same shape of the  $\delta K_1$  variation and the general trend in the lower curves of fig. 3 for the years 1976 and 1977.
- Fig. 5: Autocovariance function of residuals from a 5-years CHOJNICKI-analysis, sample size 100 days (1975 11 5 - 1976 2 12). The time interval corresponds to point 1 in fig. 3.  
The time lag between consecutive maxima is in the range of 24 and 25 hours.
- Fig. 6: Autocovariance function of residuals from a 5-years CHOJNICKI-analysis, sample size 100 days (1978 2 21 - 1978 5 31). The time interval corresponds to point 2 in fig. 3.
- Fig. 7: Seasonal variations of  $\delta(\text{PSK})_1$ , VENEDIKOV-analyses, monthly, disjunct ( $\frac{1}{2}$ ), adjusted (—) and of the LOD UT1 - UT2 after the BIH-formula (--)







A [10 nm sec<sup>-2</sup>]

Fig. 3

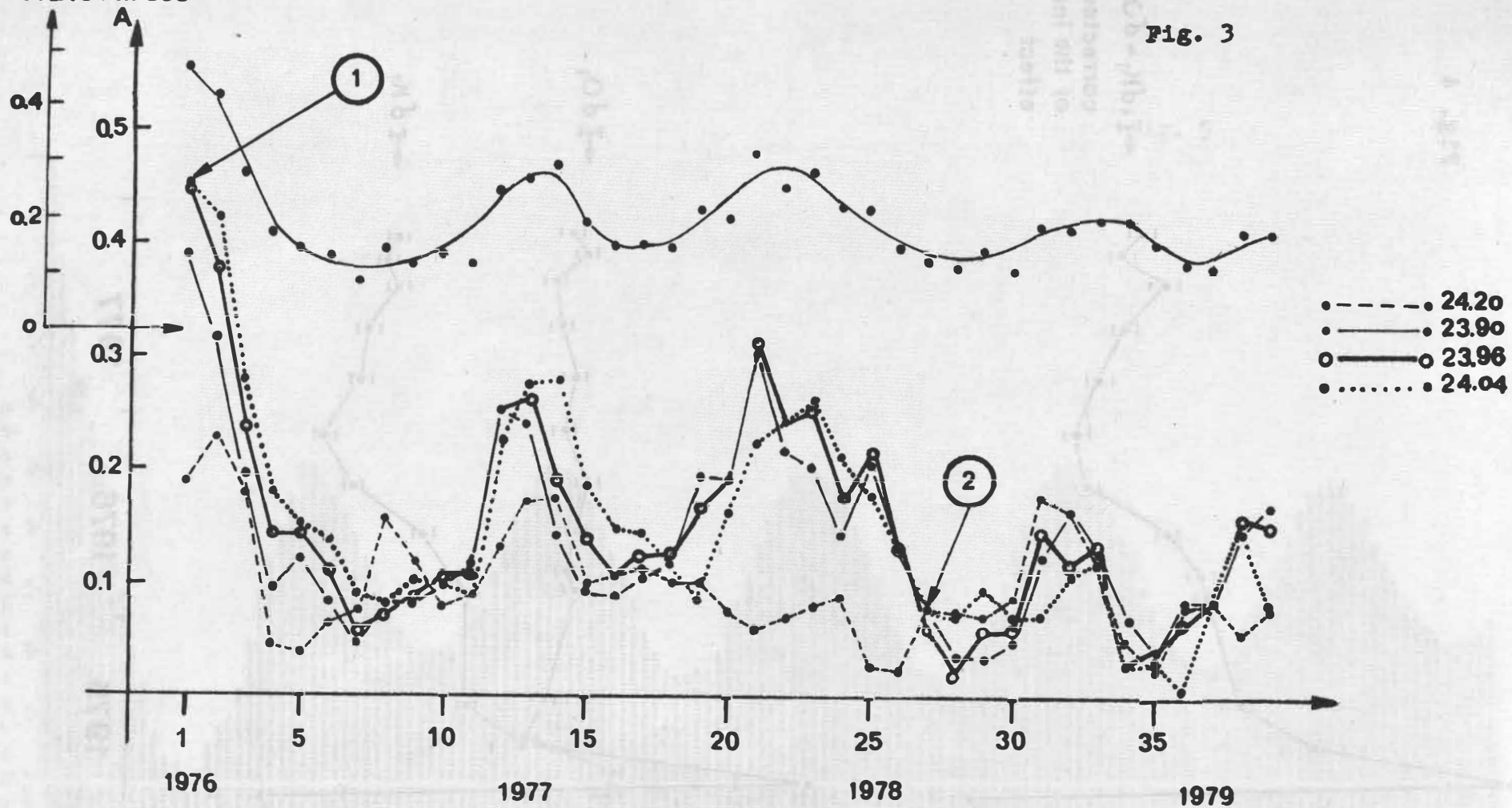


Fig. 4

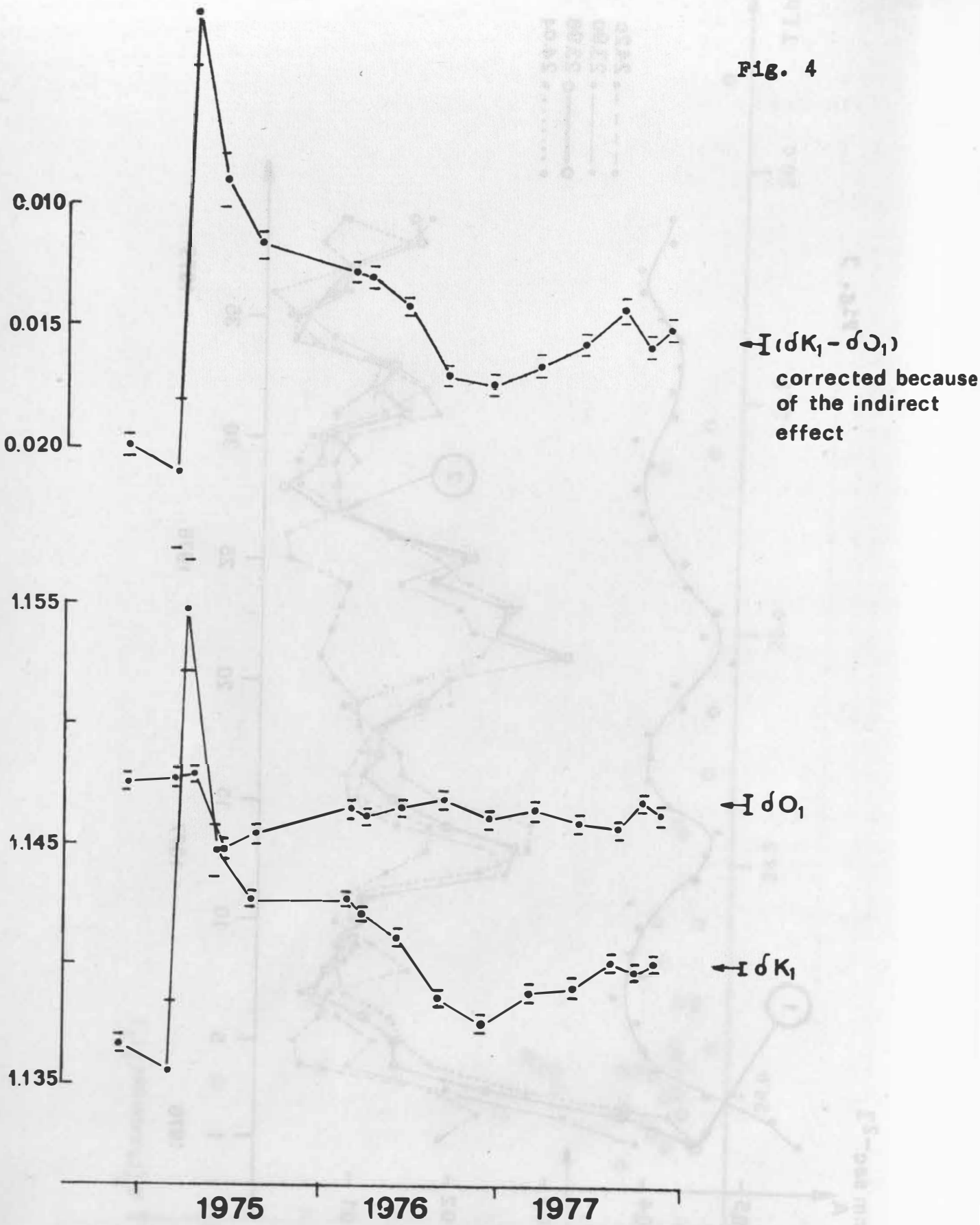


Fig. 5

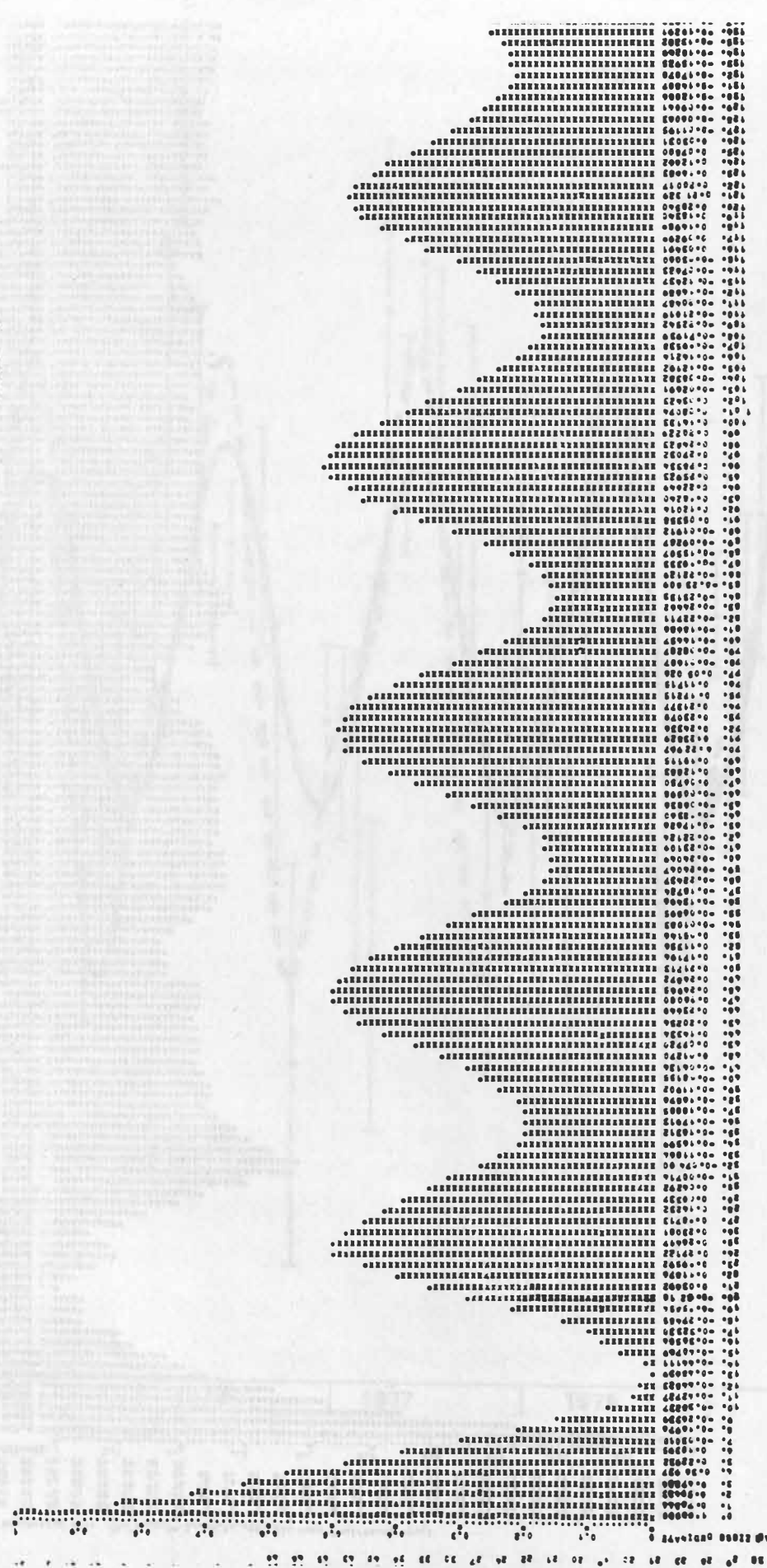
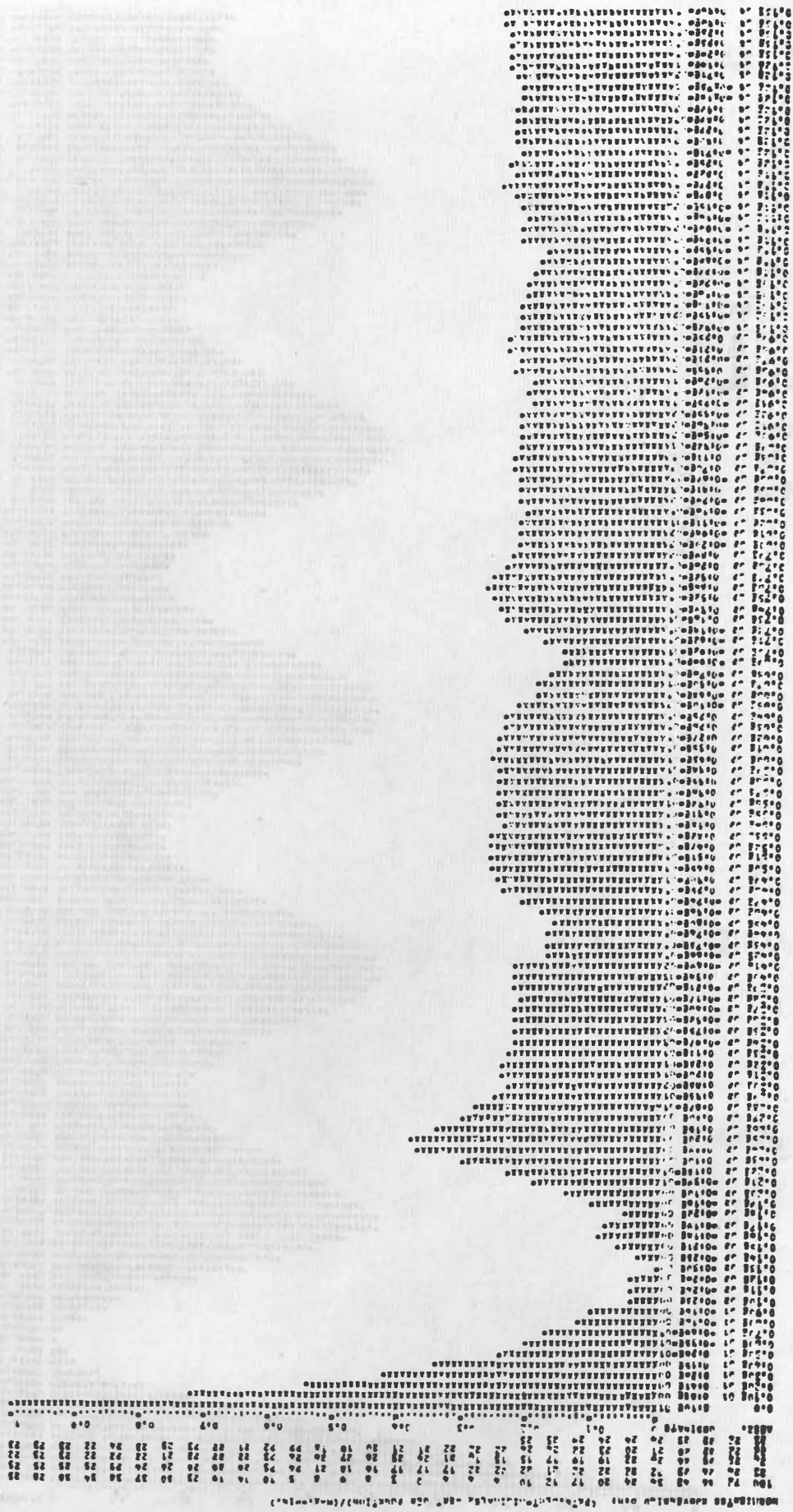
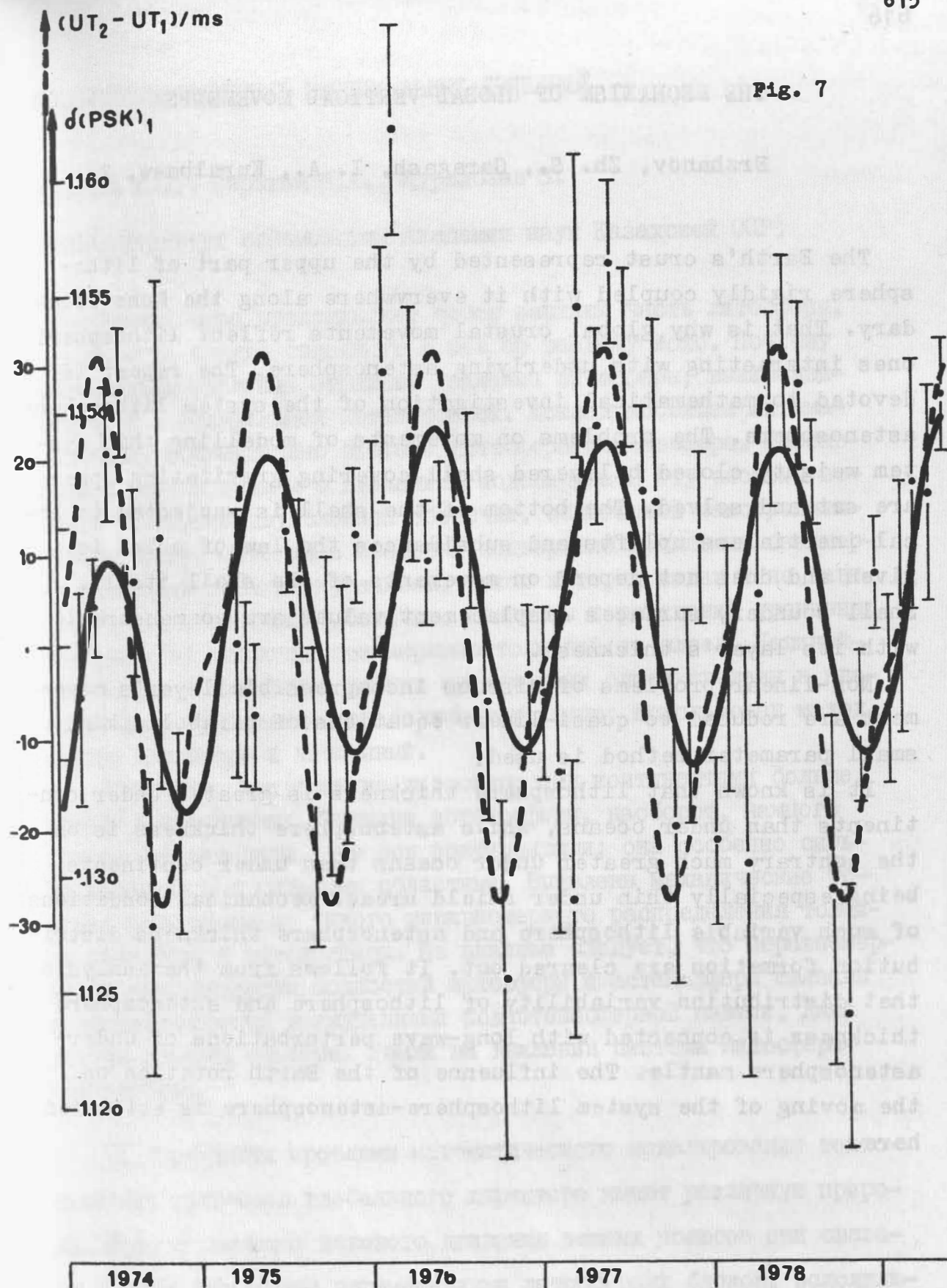


Fig. 6





## THE MECHANISM OF GLOBAL VERTICAL MOVEMENTS

Erzhanov, Zh. S., Garagash, I. A., Kuralbaew, Z.

The Earth's crust represented by the upper part of lithosphere rigidly coupled with it everywhere along the Moho boundary. That is why global crustal movements reflect lithospheric ones interacting with underlying asthenosphere. The report is devoted to mathematical investigation of the system lithosphere-asthenosphere. The problems on movements of modelling this system weighty closed bilayered shell covering gravitating sphere are set and solved. The bottom of the shell is subjected to local inertialess uplifts and subsidences the law of which is given and does not depend on movements of the shell itself. Shell boundary surfaces displacement values are commensurable with its layer's thickness.

Non-linear problems of viscous incompressible layer's movement are reduced to quasi-linear equations of parabolic kind; small parameter method is used.

It is known that lithosphere thickness is greater under continents than under oceans, while asthenosphere thickness is on the contrary much greater under oceans than under continents being especially thin under shield areas. Mechanical conditions of such variable lithosphere and asthenosphere thickness distribution formation are cleared out. It follows from the analysis that distribution variability of lithosphere and asthenosphere thickness is connected with long-wave perturbations of under-asthenosphere mantle. The influence of the Earth rotation on the moving of the system lithosphere-asthenosphere is estimated here.



## МЕХАНИЗМ ОБЩЕКОРОВЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Ержанов Ж.С., Гарагаш И.А., Куралбаев З.

(СССР, Институт сейсмологии Академии наук Казахской ССР)

Земная кора представляет собою верхнюю часть литосферы, повсеместно жестко связанную с ней по разделу Мохо. Поэтому общекоровые движения отражают движения литосферы, взаимодействующей с нижележащей астеносферой. Доклад посвящен математическому исследованию системы литосфера-астеносфера. Поставлены и решены задачи о движениях моделирующей эту систему весомой замкнутой двухслойной оболочки, облегающей самогравитирующую среду. Основание оболочки подвержено локальным безынерционным поднятиям и опусканиям, закон которых задан и не зависит от движений самой оболочки. Величины перемещений граничных поверхностей оболочки соизмеримы с толщиной ее слоев. Нелинейные задачи о движениях вязких нежимаемых слоев сведены к квазилинейным уравнениям параболического типа; использован метод малого параметра и численный.

Известно, что толщина литосферы под континентами больше, нежели под океанами. Толщина астеносферы, наоборот, намного больше под океанами, чем под континентами; она особенно сильно утончена под щитовыми областями. Выявлены механические условия возникновения такого неравномерного распределения толщины литосферы и астеносферы. Из анализа следует, что неравномерность распределения мощностей литосферы и астеносферы связана с длинноволновыми возмущениями подастеносферной мантии. Дана оценка влияния вращения Земли на движения системы литосфера-астеносфера.

I. Трудности проблемы математического моделирования тектонических процессов глобального характера имеют различную природу. Так, в расчетах векового движения земных полюсов они связаны с горизонтальными перемещениями литосферных блоков, осложняющими решение задачи [ 1 ] , а в предлагаемом исследовании вертикальных движений литосферы - с совершенной недостаточностью сведений о характере деформаций дна океанов. Тем не менее должны

анализ общих закономерностей литосферных движений и их связи с трансгрессиями и регрессиями моря, режимом осадконакопления, колебанием уровня Мирового океана и другими явлениями возможен лишь на основе решения пространственной задачи о механическом поведении периферийных твердых оболочек всей Земли. Имеются в виду литосфера, охватывающая земную кору и верхнюю часть мантии, и нижележащая астеносфера ("слабый" слой), с которой связывают многие стороны тектонической жизни приповерхностных частей планеты. Решения линейных плоских задач [2 - 5] не позволяют достаточно полно выявить механизм возникновения и формирования неравномерного распределения мощностей литосферного и астеносферного слоев. Результаты анализа задачи о движениях вязкой литосферы под действием заданного в подастеносферной мантии поля скоростей [6] указывают на целесообразность постановки и решения пространственных задач, учитывающих сферичность Земли и замкнутость ее периферийных оболочек.

Мы будем рассматривать глобальные движения литосферы как процесс, определяемый ее медленными колебательными движениями во взаимодействии с более плотной астеносферой [7]. Решается нелинейная задача о движениях вязкой системы литосфера-астеносфера в рамках приближения мелкой воды. Движения в нижней мантии положим проявляемыми в локальных и общих медленных поднятиях и опусканиях нижней границы астеносферы. Только этим ограничивается участие нижней мантии в движениях верхних частей Земли - литосферы и астеносферы. Поэтому граничные условия на нижней границе астеносферы определены равенством скоростей движения, условия на границе сопряжения литосферы и астеносферы - непрерывностью напряжений и равенством скоростей движения. Поверхность литосферы, ее верхнюю границу, предполагаем свободной от всяких напряжений, пренебрегая атмосферным давлением и влиянием гидросферы.

2. Рассмотрим деформации двухслойной вязкой оболочки, облегающей самогравитирующую сферу (рис.1). Оболочка состоит из литосферного (внешнего) и астеносферного (внутреннего) слоев. Основание оболочки совершает радиальные безынерционные движения, закон которых задан и независим от движения самой двухслойной оболочки. Введем сферическую систему координат  $z, \alpha, \beta$  с началом в центре сферы, причем широта  $0 \leq \alpha \leq \pi$ , долгота  $0 \leq \beta \leq 2\pi$ . Вектор силы тяжести направлен по внутренней нормали поверхности сфер; изменением силы тяжести в пределах каждого из слоев пренебрегаем.

Уравнения Навье - Стокса в рассматриваемом случае имеют вид

$$-\text{grad } P_i + \rho_i \vec{g} + \eta_i \cdot \Delta \vec{u}_i = 0, \quad i = 1, 2, \quad (2.1)$$

где  $P_i, \rho_i, \eta_i, \vec{u}_i$  - соответственно давление, плотность, коэффициент вязкости, характерная скорость движения, причем значения I индекса  $i$  относятся к астеносферному слою, а 2 - литосферному;  $\Delta$  - оператор Лапласа.

Присоединяя к системе (2.1) уравнения неразрывности

$$\text{div } \vec{u}_i = 0, \quad i = 1, 2, \quad (2.2)$$

получим полную систему дифференциальных уравнений относительно неизвестных функций  $\vec{u}_i, P_i$ .

Обозначим через  $\xi_0, \xi_1, \xi_2$  функции, характеризующие изменение основания астеносферного слоя, граничной поверхности между слоями и свободной поверхности соответственно. Перейдем к безразмерным переменным, воспользовавшись соотношениями

$$\dot{u}_{i\alpha} = U \cdot \bar{u}_{i\alpha}; \quad \dot{u}_{i\beta} = U \cdot \bar{u}_{i\beta}; \quad \dot{u}_{iz} = \frac{H}{R_0} U \cdot \bar{u}_{iz}; \quad (2.3)$$

$$z = R_0 + H \bar{z}; \quad P_i = \rho_2 g H \cdot \bar{P}_i; \quad t = T \cdot \bar{t};$$

$$\xi_i = H \cdot \bar{\xi}_i; \quad \xi_0 = H \cdot \bar{\xi}_0; \quad i = 1, 2,$$

где величины с черточками и  $\bar{z}$  - безразмерные величины;  $\dot{u}_{iz}$ ,

$\dot{u}_{i\alpha}$ ,  $\dot{u}_{i\beta}$  - компоненты скорости движения;  $U$ ,  $H$ ,  $T$  - характерные скорость, толщина слоя, время;  $R_0$  - средний радиус сферы (основания).

Заметим, что далее для простоты записи черточки над безразмерными величинами опущены.

Предположим, что толщины слоев и амплитуды изменения поверхностей соизмеримы, но малы в сравнении со средним радиусом сферы. Это позволяет использовать метод решения задач типа мелкой воды и записать гидродинамическое давление в слоях как гидростатическое [ 8 ] :

$$P_2 = \xi_2 - z; \quad \xi_1 \leq z \leq \xi_2; \quad (2.4)$$

$$P_1 = \xi_2 - \xi_1 + \frac{\rho_1}{\rho_2} (\xi_1 - z), \quad \xi_0 \leq z < \xi_1.$$

Поскольку толщины слоев малы по сравнению с характерными линейными размерами возмущений, уравнения движения (2.1) перепишем в упрощенном виде для астеносферного

$$\frac{\partial^2 \dot{u}_{2\alpha}}{\partial z^2} = \pi_2 \frac{\eta_1}{\eta_2} \frac{\partial \xi_2}{\partial \alpha}; \quad \frac{\partial^2 \dot{u}_{2\beta}}{\partial z^2} = \frac{\pi_2 \eta_1}{\sin \alpha \eta_2} \frac{\partial \xi_2}{\partial \beta}, \quad (2.5)$$

и литосферного

$$\frac{\partial^2 \dot{u}_{1\alpha}}{\partial z^2} = \pi_2 \left( \frac{\partial \xi_2}{\partial \alpha} + \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2} \frac{\partial \xi_1}{\partial \alpha} \right); \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial^2 \dot{u}_{1\beta}}{\partial z^2} = \frac{\pi_2}{\sin \alpha} \left( \frac{\partial \xi_2}{\partial \beta} + \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2} \frac{\partial \xi_1}{\partial \beta} \right)$$

слоев, где  $\dot{u}_{iz} = \dot{u}_{iz}$ ;  $\pi_2 = \rho_2 g H^3 / \eta_1 U R_0$ .

Уравнения неразрывности (2.2) слоев в безразмерных переменных с учетом  $|z| \ll R_0$  представим в виде

$$\frac{\partial \xi_i}{\partial t} - \frac{\partial \xi_{i-1}}{\partial t} = -\frac{1}{\sin \alpha} \left[ \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_{\xi_{i-1}}^{\xi_i} \dot{u}_{i\alpha} \sin \alpha dz + \frac{\partial}{\partial \beta} \int_{\xi_{i-1}}^{\xi_i} \dot{u}_{i\beta} dz \right]. \quad (2.7)$$

Сформулируем граничные условия задачи:

а) На свободной поверхности литосферного слоя, при  $z = \xi_2$ , компоненты напряжения равны нулю

$$\frac{\partial \dot{u}_{2\alpha}}{\partial z} = \frac{\partial \dot{u}_{2\beta}}{\partial z} \quad (2.8)$$

и выполняется кинематическое условие совпадения скоростей движения частицы жидкости на свободной поверхности и самой поверхности

$$\dot{u}_{2z} = \frac{d\xi_2}{dt} = \frac{\partial \xi_2}{\partial t} + \dot{u}_{2\alpha} \frac{\partial \xi_2}{\partial \alpha} + \frac{\dot{u}_{2\beta}}{\sin \alpha} \cdot \frac{\partial \xi_2}{\partial \beta}. \quad (2.9)$$

б) На границе сопряжения слоев, при  $z = \xi_1$ , условие непрерывности напряжения или равенство их компонентов

$$\frac{\partial \dot{u}_{2\alpha}}{\partial z} = \frac{\eta_1}{\eta_2} \frac{\partial \dot{u}_{1\alpha}}{\partial z}; \quad \frac{\partial \dot{u}_{2\beta}}{\partial z} = \frac{\eta_1}{\eta_2} \frac{\partial \dot{u}_{1\beta}}{\partial z} \quad (2.10)$$

и кинематическое условие

$$\dot{u}_{1\alpha} = \dot{u}_{2\alpha}; \quad \dot{u}_{1\beta} = \dot{u}_{2\beta}; \quad (2.11)$$

$$\dot{u}_{1z} = \dot{u}_{2z} = \frac{d\xi_1}{dt} = \frac{\partial \xi_1}{\partial t} + \dot{u}_{1\alpha} \frac{\partial \xi_1}{\partial \alpha} + \frac{\dot{u}_{1\beta}}{\sin \alpha} \frac{\partial \xi_1}{\partial \beta}.$$

в) На нижней границе астеносферного слоя, при  $z = \xi_0$  выполняется только кинематическое условие,

$$\dot{u}_{1z} = \frac{d\xi_0}{dt} = \frac{\partial \xi_0}{\partial t} + \dot{u}_{1\alpha} \frac{\partial \xi_0}{\partial \alpha} + \frac{\dot{u}_{1\beta}}{\sin \alpha} \frac{\partial \xi_0}{\partial \beta}. \quad (2.12)$$

Интегрируя систему уравнений (2.5) и (2.6) при граничных условиях (2.8) - (2.12), нетрудно получить поле скоростей для литосферного и астеносферного слоев. Подставляя их затем в условия неразрывности (2.7) и произведя необходимые выкладки, найдем

$$\begin{aligned} \frac{\partial \xi_2}{\partial t} - \frac{\partial \xi_1}{\partial t} = & \frac{\Pi_2}{3} \frac{\eta_1}{\eta_2} \left\{ \left( \frac{\partial}{\partial \alpha} + ctg \alpha \right) \left[ (\xi_2 - \xi_1)^3 \frac{\partial \xi_2}{\partial \alpha} \right] + \right. \\ & \left. + \frac{1}{\sin^2 \alpha} \frac{\partial}{\partial \beta} \left[ (\xi_2 - \xi_1)^3 \frac{\partial \xi_2}{\partial \beta} \right] \right\} + \frac{\Pi_2}{2} \left\{ \left( \frac{\partial}{\partial \alpha} + ctg \alpha \right) \left[ (\xi_1 - \xi_0) \cdot \right. \right. \\ & \left. \left. (\xi_2 - \xi_1) (2\xi_2 - \xi_1 - \xi_0) \frac{\partial \xi_2}{\partial \alpha} \right] + \frac{1}{\sin^2 \alpha} \frac{\partial}{\partial \beta} \left[ (\xi_1 - \xi_0) \cdot \right. \right. \\ & \left. \left. (\xi_2 - \xi_1) (2\xi_2 - \xi_1 - \xi_0) \frac{\partial \xi_2}{\partial \beta} \right] \right\} + \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2} \cdot \frac{\Pi_2}{2} \left\{ \left( \frac{\partial}{\partial \alpha} + \right. \right. \\ & \left. \left. + ctg \alpha \right) \left[ (\xi_2 - \xi_1) (\xi_1 - \xi_0)^2 \frac{\partial \xi_1}{\partial \alpha} \right] + \frac{1}{\sin^2 \alpha} \frac{\partial}{\partial \beta} \left[ (\xi_2 - \right. \right. \\ & \left. \left. - \xi_1) (\xi_1 - \xi_0)^2 \frac{\partial \xi_1}{\partial \beta} \right] \right\}; \end{aligned} \quad (2.13)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \xi_1}{\partial t} - \frac{\partial \xi_0}{\partial t} &= \frac{\Pi_2}{6} \left\{ \left( \frac{\partial}{\partial \alpha} + \operatorname{ctg} \alpha \right) \left[ (\xi_1 - \xi_0)^2 (3\xi_2 - \xi_1 - 2\xi_0) \frac{\partial \xi_2}{\partial \alpha} \right] + \right. \\ &+ \frac{1}{\sin^2 \alpha} \frac{\partial}{\partial \beta} \left[ (\xi_1 - \xi_0)^2 (3\xi_2 - \xi_1 - 2\xi_0) \frac{\partial \xi_2}{\partial \beta} \right] \left. \right\} + \frac{P_1 - P_2}{f_2} \\ &\cdot \frac{\Pi_2}{3} \left\{ \left( \frac{\partial}{\partial \alpha} + \operatorname{ctg} \alpha \right) \left[ (\xi_1 - \xi_0)^3 \frac{\partial \xi_1}{\partial \alpha} \right] + \frac{1}{\sin^2 \alpha} \frac{\partial}{\partial \beta} \left[ (\xi_1 - \xi_0)^3 \frac{\partial \xi_1}{\partial \beta} \right] \right\}. \end{aligned}$$

Полученная система двух квазилинейных уравнений параболического типа с двумя неизвестными  $\xi_1(\alpha, \beta, t)$ ,  $\xi_2(\alpha, \beta, t)$  описывает соответственно изменения свободной и граничной (между слоями) поверхностей при заданной функции изменения основания астеносферного слоя. Заметим, что из (2.13) следует зависимость движений в слоях от двух безразмерных параметров  $\Pi_2$  и  $\eta_1/\eta_2$ .

3. Система уравнений (2.13) относительно функций  $\xi_2$  и  $\xi_1$  может быть решена приближенными, либо численными методами. Изложим приближенное решение частной задачи, когда вязкость астеносферного слоя меньше вязкости вышележащего литосферного (иначе, астеносферный слой намного деформативнее литосферного), а число  $\Pi_2$  достаточно велико. В этом случае можно воспользоваться методом малого параметра, выбрав в качестве малого параметра отношение коэффициентов вязкостей слоев  $\varepsilon = \eta_1/\eta_2$ . Полагая

$$\begin{aligned} \dot{U}_{i\alpha} &= \sum_{\kappa=0}^{\infty} \dot{U}_{i\alpha}^{(\kappa)} \cdot \varepsilon^{\kappa}; & \dot{U}_{i\beta} &= \sum_{\kappa=0}^{\infty} \dot{U}_{i\beta}^{(\kappa)} \cdot \varepsilon^{\kappa}; \\ \dot{U}_{i2} &= \sum_{\kappa=0}^{\infty} \dot{U}_{i2}^{(\kappa)} \cdot \varepsilon^{\kappa}; & \xi_i &= \sum_{\kappa=0}^{\infty} \xi_i^{(\kappa)} \cdot \varepsilon^{\kappa}, \end{aligned} \quad (3.1)$$

подставим эти соотношения в (2.5) - (2.12). Сравнивая коэффициенты при одинаковых степенях  $\varepsilon^{\kappa}$ , получим системы уравнений, соответствующие показателю степени  $\kappa$  и называемых приближениями  $\kappa$ -го порядка. Ограничимся двумя приближениями, нулевым и первым. В нулевом приближении

$$\xi_2^{(0)} = 1 + h; \quad \dot{U}_{2\alpha}^{(0)} = \dot{U}_{2\beta}^{(0)} = 0; \quad \xi_1^{(0)} = 1, \quad (3.2)$$

а для первого приближения должны удовлетворяться уравнения

$$\Delta \xi_2^{(1)} = - \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2} \frac{1 - \xi_0}{2 + h - \xi_0} \cdot \Delta \xi_1^{(1)};$$

$$\Delta \xi_1^{(1)} = - \frac{12 \rho_2 \eta_2 (2 + h - \xi_0) \cdot \dot{\xi}_0}{\Pi_2 \eta_1 (1 + h) (\rho_1 - \rho_2) (1 - \xi_0)^3} + \quad (3.3)$$

$$+ \frac{7 + 3h - 4\xi_0}{(1 - \xi_0)(2 + h - \xi_0)} \left( \frac{\partial \xi_0}{\partial \alpha} \cdot \frac{\partial \xi_1^{(1)}}{\partial \alpha} + \frac{1}{\sin^2 \alpha} \cdot \frac{\partial \xi_0}{\partial \beta} \cdot \frac{\partial \xi_1^{(1)}}{\partial \beta} \right).$$

Уравнения (3.3) допускают следующий качественный анализ.

Пусть  $\xi_0$  имеет максимальное или минимальное значения. При этом  $\frac{\partial \xi_0}{\partial \alpha} = \frac{\partial \xi_0}{\partial \beta} = 0$  и второе слагаемое в (3.3) обращается в нуль. При этом знак  $\Delta \xi_1^{(1)}$  зависит от знака скорости  $\dot{\xi}_0$  и возможны следующие случаи:

а) Если  $\dot{\xi}_0 > 0$ , то  $\Delta \xi_1^{(1)} < 0$ ,  $\Delta \xi_2^{(1)} > 0$  и граничная поверхность достигает максимума, свободная поверхность — минимума, т.е. поднятию граничной поверхности  $\xi_1$  раздела слоев соответствует опускание поверхности литосферы:

б) Если  $\dot{\xi}_0 < 0$ , то  $\Delta \xi_1^{(1)} > 0$ ,  $\Delta \xi_2^{(1)} < 0$  и опусканию граничной поверхности  $\xi_1$  соответствует поднятие поверхности литосферы.

Дополним этот качественный анализ численным решением задачи при колебательных движениях основания. Ограничимся плоским случаем (2.13) в прямоугольной системе координат  $xOz$ . Считая, что движение начинается из состояния покоя, примем следующие начальные условия:

$$t = 0, \quad \xi_1 = 1, \quad \xi_2 = 1 + h. \quad (3.4)$$

Основание слоя совершает движение по закону

$$\xi_0 = 0,25 \cdot \sin 2\pi t \cdot \sin 2\pi x. \quad (3.5)$$

Решение ищется в области  $0 \leq x \leq 1$  на границах которой предполагается условие периодичности

$$\xi_1(0,t) = \xi_1(1,t); \quad \xi_2(0,t) = \xi_2(1,t);$$

$$\frac{\partial \xi_1(0,t)}{\partial x} = \frac{\partial \xi_1(1,t)}{\partial x}; \quad \frac{\partial \xi_2(0,t)}{\partial x} = \frac{\partial \xi_2(1,t)}{\partial x}. \quad (3.6)$$

Для решения системы уравнений параболического типа (2.13) воспользуемся методом сеток [9], обращаясь к нелинейной схеме разностных уравнений. При вычислениях будем исходить из того, что [10]  $\rho = (3,3 \div 3,6) \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ ,  $H = (0,7 \div 1) \cdot 10^7$ , см,  $\eta_1 = (10^{20} \div 10^{21})$  пуаз,  $\eta_2 = (10^{23} \div 10^{25})$  пуаз,  $U = (0,001 \div 100) \frac{\text{см}}{\text{год}}$ ,  $R_0 = 6,1 \cdot 10^8$  см. Исходя из этого, примем отношение вязкостей  $\eta_1/\eta_2$  равным 0,01, а значение безразмерного параметра подобия  $\Pi_2$  равным 0,1; 1; 10; 100. На рисунке 2 этим значениям параметра подобия соответствуют кривые 1, 2, 3 и 4. Общий характер движения слоев был прослежен за промежутком времени  $0 \leq t \leq 0,5$ , в остальное время картина движения из-за периодичности будет повторяться. Решение получено для различных моментов времени. На рисунке 2 оно представлено для  $t = 0,25$  и  $t = 0,35$ , причем первому значению соответствуют сплошные кривые, а второму – штриховые. В целом результаты численного анализа приводят к следующим выводам:

а) При движении двух взаимодействующих тонких вязких слоев под действием безынерционных колебательных движений основания появляются неравномерности толщин слоев при меньшей вязкости нижнего из-за асинхронного расположения граничных и свободной поверхности;

б) Неравномерность толщины верхнего слоя появляется быстрее по времени для больших значений  $\Pi_2$ , а при малых его значениях она почти не появляется;



в) Параметр подобия  $\Pi_2$ , являясь отношением характерного нормального давления к касательному напряжению в слоях, определяет особенности движений в этих слоях, в частности, появление неравномерностей их толщин;

г) Неравномерность толщин слоев возникает в тех случаях, когда величина характерного нормального давления намного превосходит касательные напряжения; появление такой неравномерности толщин маловероятно, если величина нормального давления соизмерима или мала в сравнении с вязкостным сопротивлением.

4. Рассмотренное выше движение системы литосфера-астеносфера было изучено без учета вращения Земли. Для оценки его влияния рассмотрим задачу о вращении самогравитирующей сферы, облегаемой одиночным вязким слоем с плотностью  $\rho$  и динамическим коэффициентом вязкости  $\eta$ . Пусть основание вязкого слоя, как и ранее подвержено медленным локальным поднятиям и опусканиям с амплитудой, соизмеримой с начальной толщиной  $h$  слоя и малой в сравнении с характерным радиусом  $R$  сферы. Предполагается, что вращение сферы не зависит от относительных движений в слое, вектор угловой скорости вращения  $\vec{\omega}$  направлен по оси, проходящей через полюса  $\alpha = \pi$ ,  $\alpha = 0$  сферы. Вектор силы тяжести направлен в центр вращающейся сферы; изменением его в пределах слоя пренебрегаем. Требуется определить относительное движение слоя под влиянием вращения и медленных поднятий и опусканий его основания.

Составим уравнения движения вязкого слоя. Предполагая постоянство угловой скорости  $\omega$ , малость числа Рейнольдса и учитывая, что характерная относительная скорость  $U$  вязкого слоя мала в сравнении с линейной скоростью переносного вращения  $\omega R$ , получим

$$\frac{\partial^2 \dot{u}_\alpha}{\partial z^2} = \Pi_3 \frac{\partial \rho}{\partial \alpha} - \frac{\Theta_4}{2} \sin 2\alpha, \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial^2 \dot{u}_\beta}{\partial z^2} = \frac{\Pi_3}{\sin \alpha} \frac{\partial \rho}{\partial \beta} + 2\Theta_k \dot{u}_\alpha \cos \alpha,$$

$$\rho = (z - \xi) \left( 1 - \frac{\omega^2 R}{g} \sin^2 \alpha \right),$$

$\dot{u}_\alpha$ ,  $\dot{u}_\beta$  - безразмерные компоненты скорости;  $\rho$  - безразмерное давление;  $z = \frac{z-R}{H}$ ;  $\Pi_3 = \frac{\rho g H^3}{\eta \omega R}$  - параметр подобия;  $\Theta_4 = \frac{\rho \omega^2 R H^2}{\eta \omega}$ ,  $\Theta_k = \frac{\rho \omega H^2}{\eta}$  - отношения центробежной и кориолисовой сил инерции к силам вязкостного сопротивления.

Граничные условия имеют вид:

а) при  $z = \xi_0(\alpha, \beta, t)$  на основании слоя

$$\dot{u}_\alpha = \dot{u}_\beta = 0; \quad (4.2)$$

б) при  $z = \xi(\alpha, \beta, t)$  на свободной поверхности слоя

$$\frac{\partial \dot{u}_\alpha}{\partial z} = \frac{\partial \dot{u}_\beta}{\partial z} = 0. \quad (4.3)$$

Уравнение неразрывности записывается следующим образом:

$$\frac{\partial (\xi - \xi_0)}{\partial t} = - \frac{1}{\sin \alpha} \left[ \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_{\xi_0}^{\xi} \dot{u}_\alpha \sin \alpha dz + \frac{\partial}{\partial \beta} \int_{\xi_0}^{\xi} \dot{u}_\beta dz \right]. \quad (4.4)$$

Интегрируя систему уравнений (4.1) и используя граничные условия (4.2) и (4.3) получим поле скоростей в слое:

$$\dot{u}_\alpha = - \left( \Pi_3 \frac{\partial \xi}{\partial \alpha} - \frac{\Theta_4}{2} \sin 2\alpha \right) (2\xi - \xi_0 - z) \frac{z - \xi_0}{2};$$

$$\dot{u}_\beta = - \frac{\Pi_3}{\sin \alpha} \frac{\partial \xi}{\partial \beta} (2\xi - \xi_0 - z) \frac{z - \xi_0}{2} + \frac{\Theta_k}{12} \cos \alpha \cdot \left( \Pi_3 \frac{\partial \xi}{\partial \alpha} - \frac{\Theta_4}{2} \sin 2\alpha \right) \cdot f(z), \quad (4.5)$$

$$f(z) = (z^4 - \xi_0^4) - 4\xi(z^3 - \xi_0^3) + 6\xi_0(2\xi - \xi_0)(z^2 - \xi_0^2) + 4(z - \xi_0)(2\xi^3 - 6\xi_0\xi^2 + 3\xi\xi_0^2).$$

Заметим, что соотношения (4.5) получены при условии  $\frac{\omega^2 R}{g} \ll 1$ .

Остановимся на слагаемых в (4.5) появившихся за счет вращения. Если для  $\dot{U}_\alpha$  это слагаемое всегда направлено от полюсов вращения к экватору и способствует появлению экваториального вездутия, то для  $\dot{U}_\beta$  картина сложнее. Обозначая одно из слагаемых, возникших от вращения, через

$$\bar{\dot{U}}_\beta = -\frac{\theta_k \theta_y}{12} \cdot \sin \alpha \cdot \cos^2 \alpha \cdot f(z), \quad (4.6)$$

а второе

$$\bar{\dot{U}}_\beta = \frac{\theta_k}{12} \Pi_3 \cdot f(z) \cdot \frac{\partial \xi}{\partial \alpha} \cdot \cos \alpha, \quad (4.7)$$

заметим, что поскольку  $f(z) \geq 0$  выражение (4.6) указывает на отставание вещества вязкого слоя относительно основания при вращении сферы.

Для анализа второго слагаемого рассмотрим следующие частные случаи. Допустим, что вязкий слой получил какое-то возмущение, независимое от вращения, и его свободная поверхность определяется функцией

$$\xi = w + \xi_p, \quad (4.8)$$

где  $\xi_p = 1 - \frac{\omega^2 R^2}{4gH} \cdot \cos 2\alpha$ .

Подставляя (4.8) в выражение (4.5), получим значения скоростей, которые на свободной поверхности  $z = \xi$  имеют следующий вид

$$\dot{U}_\alpha = -\frac{\Pi_3}{2} e^2 \cdot \frac{\partial w}{\partial \alpha}; \quad (4.9)$$

$$\dot{U}_\beta = -\frac{\Pi_3}{2 \cdot \sin \alpha} \cdot e^2 \cdot \frac{\partial w}{\partial \beta} + \frac{5\theta_k}{12} \Pi_3 e^2 \cdot \frac{\partial w}{\partial \alpha} \cos \alpha, \quad (4.10)$$

где  $e = 1 + w - \xi_0 - \frac{\omega^2 R^2}{4gH} \cdot \cos 2\alpha$  — толщина вязкого слоя.

Природа первого слагаемого компоненты скорости  $\dot{U}_\beta$  (4.10) и компоненты  $\dot{U}_\alpha$  в (4.9) ясна — она появляется из-за изменения свободной поверхности под действием некоторого возмущения

ния. Для анализа второго слагаемого в (4.10), обозначая его  $\bar{U}_\beta = \frac{5\theta}{12} \pi_3 \tilde{U}_\beta$ , рассмотрим частный случай, когда конфигурация свободной поверхности слоя зависит только от  $\alpha$  и  $W = P_n(\cos\alpha)$ , где  $P_n(\cos\alpha)$  — функция Лежандра первого рода. На рисунке 3 построены эпюры  $W$  и  $\tilde{U}_\beta$  для  $n = 2, 3, 4$ , которым соответствует нумерация 1, 2, 3. При этом принималось, что  $\omega = 7,268 \cdot 10^{-5} \frac{1}{\text{сек}}$ ,  $g = 985 \text{ см/сек}^2$ ,  $R = 6,3 \cdot 10^8 \text{ см}$ . Если в качестве слоя рассматривать периферийные слои Земли, то скорость  $\bar{U}_\beta$  имеет значения порядка  $6 \cdot (10^{-14} + 10^{-12}) \text{ см/год}$ , что указывает на ее малость.

Результаты решения приводят к выводу, что:

- а) при вращении сферы без учета поднятий и опусканий основания вязкого слоя экваториальные области последнего утолщаются (экваториальное вздутие);
- б) если рассматривать влияние вращения совместно с поднятиями и опусканиями основания слоя, то появляются дополнительные слагаемые скорости движения слоя; причем одна часть дополнительного слагаемого скорости направлена от полюсов к экватору, что способствует развитию экваториального вздутия, другая — по касательной к поверхности сферы в широтном направлении, что вызывает эффект некоторого отставания вещества слоя от движения его основания. Величины этих скоростей для существующих в литературе значений параметров Земли сравнительно малы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ержанов Ж.С., Калыбаев А.А. Степень уравновешенности Земли и механизм векового движения ее полюсов. "Вестник АН КазССР", 1974, №1.

2. Walcott R.J. Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere. "J.Geophys.Res.", 1970, V.75, No.20
3. Walcott R.J. Past sea levels, eustasy and deformation of the earth. "Quatern. Res.", 1972, 2, No.1
4. Толкунова Т.Л. Современные движения земной коры, связанные с движениями нижней границы астеносферы. "Известия АН СССР, Физика Земли", 1973, №11.
5. Григорьев А.С. О деформациях земной коры, отвечающих гипотезе подкорковых конвекционных потоков. "Известия АН СССР, Физика Земли", 1974, №6.
6. Занемонец В.Б., Котелкин В.Д., Мясников В.П. О динамике литосферных движений. "Известия АН СССР. Физика Земли", 1974, №5.
7. Ержанов Ж.С., Куралбаев З.К. Механизм глобальных вертикальных движений литосферы. "Вестник АН КазССР", 1974, №12.
8. Лаврентьев М.А., Шабат Б.В. Проблемы гидродинамики и их математические модели. М., "Наука", 1973.
9. Березин И.С., Жидков Н.П. Методы вычислений. т.2. М., Физматгиз, 1962.
10. Жарков В.Н., Трубицын В.П., Самсоненко Л.В. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. М., "Наука", 1971.

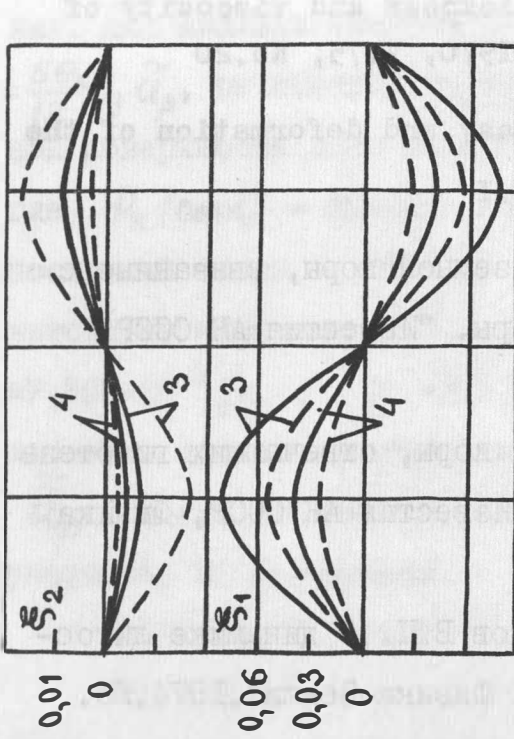


Рис.1

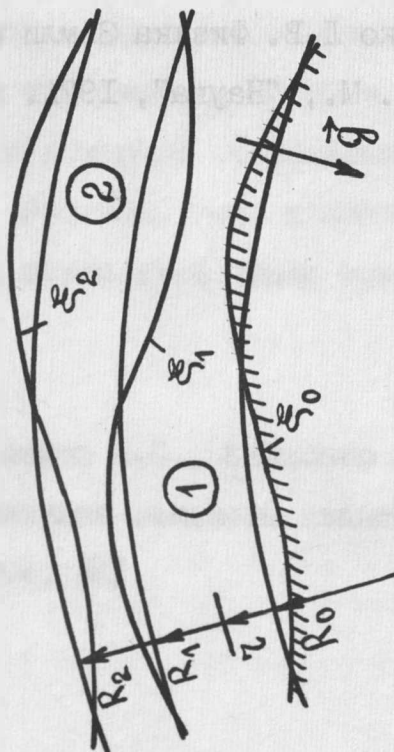


Рис.2

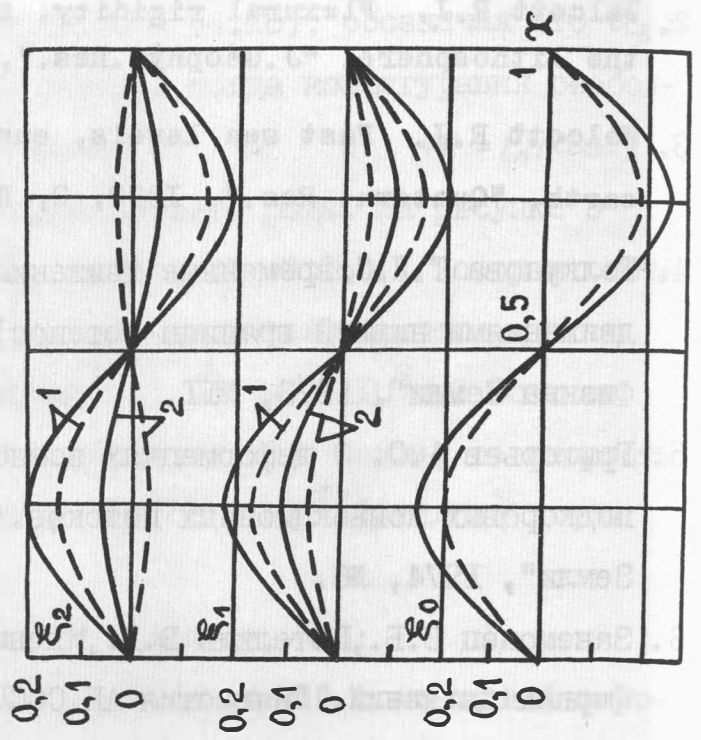
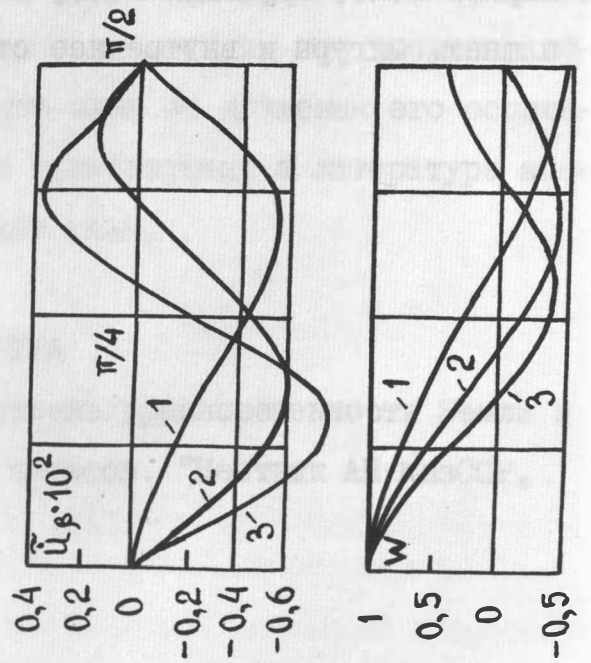


Рис.3



Problems in determination of the geoid, of recent  
crustal movements and geodynamic processes

F. Halmos

Geodetic and Geophysical Research Institute of HAS  
Sopron /Hungary/

Summary

A short comparison is made between the different methods of geoid determination. Researches for geoid determination with satellite observations are reviewed. Mathematical problems, possibilities of the increase of accuracy and questions of computation technics are discussed among others in connection with geoid determination by means of different methods. For the determination of the heights above the ellipsoid solutions and practical examples are given with series and iteration.

Some problems connected with the determination of recent crustal movements and geodynamic processes are discussed.

1. Introduction

In what follows the recent fundamental problems in geodesy are given:

a/ Establishing of national, continental and global three-dimensional geodetic networks in connection with the time variant aspects /four-dimensional geodesy/.

b/ Determination of the absolute  $g$  value on the earth numerous stations and measurements for determination of the gravity field of the earth recognizing the temporal variations of it.

c/ Objective define of the geoid for a world height datum, computation of the datum parameters to the existing height systems.

d/ Determination of the recent vertical crustal movements with repeated geodetic levelings and to define the velocity surface of the movements.

e/ Establishing of new measuring methods and mathematical analyses for determination of the polar motion, earth tides, motions of the earth surface /geodynamic phenomena in connection with tectonic deformations of earthquake prediction, plate boundary deformations etc./.

In most of this problems the elimination of theoretical, measuring and mathematical mistakes is more important than accuracy, but don't forget that for evaluation of our results in geodynamics we have to minimize our measurement errors and to use different kinds of measuring technics with the highest accuracy /space and terrestrial techniques/. In the followings we give some aspects of the geoid determination and some problems connected with the recent crustal movements.

## 2. Geoid determination

As it is generally known for a reduction of azimuths, angles, distances and hights measured on the physical surface of the earth the exact knowledge of the geoid is necessary. The geoid is according to our present knowledge in by definition an equipotential



surface of the gravity field in the height of the motionfree marine surface. The geoid differs from the computational basic surface /from the rotation ellipsoid/ in consequence of an inhomogeneous mass distribution and a rugged topography due to the gravity attraction of these anomalous masses. The differences are called geoid undulations. The detailed and exact geoid determination is made astrogravimetrically, but its orientation and location can be ensured by gravimetric determinations of the deviation of the vertical and by the determination of the absolute  $g$  value of one or some surface points. The computational and adjustment problems of these solutions for the geoid undulations can be most easily solved by Moritz's, Krarup's collocation method [Moritz, 1973, 1977]. Its practical use has been discussed by Lachapelle [1975], Sünkel-Schwarz [1978] and by Lachapelle and Tscherning [1978]. A solution deduced from the Krarup theorem [1969] and the Wolf-modification [1974] has been introduced by Lelgemann [1978] for the geoid determinations in the GFR. The practical geoid determinations in Austria have been discussed by Rinner and Moritz [1977], from those in Holland by Husti [1978], in Switzerland by Gurtner [1978] and in Carpatho-Balkan region by Joó [1979]. For global anomaly and geoid undulation recovery using altimeter data is made by Rapp [1979]. The use of astrogeodetic measurements for the determination of the geoid undulations and of the inner structure of the earth was treated by Brettenbauer [1978] and by Gerstbach [1979]. The geoid height over the rotation ellipsoid is given with an accuracy of  $\pm 0,3-0,4$  m.

Molodensky's method eliminated the error that the gravimetric anomalies and astrogeodetic verticals

refer to the geoid and not to the physical earth surface by introducing instead of the geoid the telluroid using the Stokes equation /normal surface approximating closely the physical surface/ [Pellinen, 1978].

## 2.1 New methods of the geoid determination

These methods can be shortly described as follows:

a/ Geometric and dynamic methods of satellite geodesy. The geometric method means the determination of the geocentric coordinates or of the ellipsoidal coordinates of the observation station. The geoid undulation can be determined from the ellipsoidal height e.g. of the doppler measurements and from the orthometric height, determined from leveling [Halmos, 1980]. The dynamic method means the determination of the coefficients of the expansion into a spherical function of the anomalous potential, from the orbital disturbances of near-earth satellites using different satellite observation technics. The geoid undulations can be determined with a mean square error of  $\pm 2-3$  m [Balmino et al., 1976; Halmos, 1980].

b/ Geoid determination based on gradiometric observations. The first terrestrial gradiometric measurements were made by Roland Eötvös /accuracy  $\pm 0,1 \text{ E} = \pm 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ /. Developing an airplane and satellite gradiometry for determination of the gravity anomalies and of the geoid heights with an inner accuracy of  $\pm 0,7-1$  m is possible [Krynski and Schwarz, 1977]. With a gradiometer accuracy of  $\pm 0,01 \text{ E}$  the gravity field of the earth could be determined up to the 90-th harmonics and geoid heights of  $\pm 0,3$  m.

c/ Satellite-to-satellite tracking. By carrying out continuous and reciprocal velocity measurements between two satellites, the determination of the orbital disturbances ensures data on the geoid height

and on the geoid undulation with a mean square error of  $\pm 1$  m [Krynski, 1978; Rummel and Reigber, 1978].

d/ On areas covered by seas and oceans a direct determination of the geoid heights is ensured by the satellite altimetry with an inner accuracy of sea surfaces of  $\pm 0,5-0,7$  m, the absolute accuracy is about  $\pm 2$  m [Rummel and Rapp, 1977]. Important theoretical results can be found in the work of Arnold [1972], Blaha [1977], Mather [1975], Brennecke and Groten [1977]. The latter found a difference of 1-2 m between geoid and sea surface. The radar altimeter on board of satellites measures the shortest, orthogonal distance between satellite and sea surface /direct determination of the geoid profile/. Using the adjustment theorems of the short arc mechanical and semi-dynamic orbital method, the accuracy of the determination of the geoid surface can be significantly increased [Halmos, 1977].

e/ It is possible to determine by inertial navigation in field not only three-dimensional position coordinates, but also the gravity acceleration and the relative deviation of the vertical using inertial measuring systems [Halmos, 1979]. Developed further with moving based gradiometers the rapid point densification for geoid determination with an accuracy of  $\pm 0,5$  m is given.

### 2.11 Dynamic and geometric mode of geoid determination on the basis of satellite observations /e.g. doppler shifts/

If the harmonics of the potential surface representing the geoid are taken into account till  $n = p$  and  $m = n$ , then the following equation is valid between the observations  $o$ , the terrestrial geocentric Cartesian coordinates  $X, Y, Z$  and  $A_{00}$ ,  $\{A_{nm}, B_{nm}\}$  in form of

a general function  $F$  [Halmos, 1979a; 1980]:

$$F / \phi, \lambda, \psi, Z, A_{00} \{A_{nm}, B_{nm}\} / = 0 \quad /1/$$

where  $A_{00}$  represents the mean radius of the geoid [Bursa, 1969]. The explicit formula for  $R$  radius of the geoid will be:

$$R = A_{00} + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n / A_{nm} \cos m \lambda + B_{nm} \sin m \lambda / P_{nm} \sin \phi \quad /2/$$

Here

$$A_{no} = R_0 \left( \frac{a}{R_0} \right)^n C_{no} ; \quad n = 3, 5, 7 \dots$$

$$\begin{cases} A_{nm} \\ B_{nm} \end{cases} = R_0 \left( \frac{a}{R_0} \right)^n \begin{pmatrix} C_{nm} \\ S_{nm} \end{pmatrix} ; \quad \begin{matrix} n = 3, 4, 5 \dots \\ m = 1, 2, 3 \dots n \end{matrix}$$

$\phi, \lambda, R$  are the geocentric coordinates of the points,  $C_{nm}, S_{nm}$  are the potential harmonics of the spherical function,  $P_{nm} / \sin \phi$  is the  $n$ -th degree,  $m$ -th order coefficient of the Legendre polynomial multiplied by  $\sin \phi$ .

The potential disturbance  $T / R, \phi, \lambda$  is the difference between the actual value of the gravity field  $W$  and its normal value:

$$T = W - U \quad /4/$$

$$\begin{aligned} T = & - \frac{GM}{R} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n / \delta C_{nm} \cos m \lambda + \delta S_{nm} \sin m \lambda / \cdot \\ & \cdot P_{nm} / \cos \phi / = - \delta A_{00} + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n / \delta A_{nm} \cos m \lambda + B_{nm} \sin \lambda / \cdot \\ & \cdot P_{nm} / \cos \phi / \end{aligned} \quad /5/$$

where  $GM$  is the gravity constant of the earth, the terms denoted by  $\delta$  mean the deviations from the ellipsoidal form  $\delta C_2 = C_2 - C_{2ell}$ ,  $\delta C_4 = C_4 - C_{4ell} \dots /$ . According Bruns law  $N_g$  the geoid undulation is defined as first term

$$N_g / R, \Phi, \lambda / = \frac{T}{\gamma_m} \quad /6/$$

where  $\gamma_m = 9,80 \text{ ms}^{-2}$  is the average gravity acceleration referred to the sphere. Equation /1/ shows that the geoid can be approximated both in physical /3/ and geometric ways.

According to recent investigations laser satellite observations yield a three-dimensional point error of  $\pm 0,1-0,2 \text{ m}$ , doppler satellite observations  $\pm 0,2-0,4 \text{ m}$ . In knowledge of the spatial geocentric coordinates of the point  $P$ , the geodetic coordinates  $\Phi, \lambda$  can be computed. The computation of the ellipsoidal coordinates from spatial three-dimensional geocentric Cartesian coordinates is difficult [Heiskanen-Moritz, 1967; p. 183.] , but direct formulas with fourth degree equations or approximations with series expansion can be used [Pick, 1967; Bartelme-Meissl, 1975; Vincenty, 1976]. The iterative method is much more advantageous as a solution of fourth degree equations. If  $h$  is the height of the point above the ellipsoid we can write /Fig. 1/:

$$h = \left( X_p^2 + Y_p^2 \right)^{1/2} \cos^{-1} \Phi - N \quad /7/$$

where  $X_p, Y_p, Z_p$  are the well known three-dimensional coordinates of the terrestrial point,  $N$  is the normal radius of the cross curvature  $/a, b$  are the equatorial major and minor axes of the ellipsoid,  $e$  the

ellipsoidic excentricity/:

$$N = \frac{a^2}{\sqrt{a^2 \cos^2 \phi + b^2 \sin^2 \phi}} = a \sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi} \quad /8/$$

The first approximation of  $\phi_0$  is [Heiskanen-Moritz, 1976]:

$$\phi_0 = \text{arc tg} \left[ \frac{z_p}{\sqrt{x_p^2 + y_p^2}} \sqrt{1 - e^2} \right] \quad /9/$$

For the next approximation we use:

$$\phi_{/1/} = \text{arc tg} \left\{ \frac{1}{\sqrt{x_p^2 + y_p^2}} \sqrt{1 - e^2} \left[ z_p + \frac{ae^2 \text{tg} \phi_0}{\sqrt{1 + 1 + e^2 \text{tg}^2 \phi_0}} \right] \right\} \quad /10/$$

where  $z_p$  is the third coordinate of the point. The formula /10/ is obtained from the following fourth degree equation:

$$\left( \frac{z_p}{\sqrt{x_p^2 + y_p^2}} - \text{tg} \phi \right) \left( 1 + \sqrt{1 - e^2} \text{tg}^2 \phi \right)^{1/2} = \frac{ae^2 \text{tg} \phi}{\sqrt{x_p^2 + y_p^2}} \quad /11/$$

The value of  $\text{tg} \phi$  can be substituted from the previous approximations /three, four iterations give an accuracy of  $0,01''$ ; with two iterations and in case of 1000-2000 m heights above the sea level the accuracy in h is  $0,2-0,3$  m/.

In order to obtain the geoid undulation  $N_g$  /Fig. 1/ the orthometric height /H/ of the surface point is needed, too:

$$N_g = h - H \quad /12/$$

The orthometric heights of the points are determined by leveling and gravimetric measurements.

We made also some control solutions. One of the simplest is the application of the series expansion [Pick, 1967; Halmos, 1980]. One prescribes an accuracy of 0,01 m. Using the three-dimensional geocentric coordinates and the  $r_p$  distance between the geocenter and the P point for the height above the ellipsoid we obtain:

$$h = r_p - \left[ a + \frac{1}{2} a e^2 \left( 1 + \frac{1}{4} e^2 \frac{z_p^2}{r_p^2} \right) + \frac{1}{2} a^2 e^4 \frac{x_p^2 + y_p^2}{r_p^3 \left( 1 - e^2 \frac{z_p^2}{r_p^2} \right)} \right] \frac{z_p^2}{r_p^2} \quad /13/$$

If  $N_0$  is the zero order undulation of the geoid in respect to the reference system used in the computations, different other undulations can be computed as mentioned with harmonics of the potential, describing the gravity field, from gravity measurements on the earth's surface, from the components of the deflection of the vertical determined by the astrogeodetic method, by satellite altimetry, by satellite-to-satellite tracking etc. If the geoid undulation  $N_g$

deduced from the Stokes' law with satellite and gravimetric observations and the two terms of the right hand side of the Stokes' formula [Heiskanen-Moritz, 1967; p. 210] are denoted by  $N_{S,M}$ , then we obtain:

$$N_g = N_o + N_{S,M} \quad /14/$$

which enables us to determine the so-called zero order undulation or scale parameter  $N_o$ . In this case the major axis of the mean terrestrial ellipsoid is:

$$a_m = a_{ref} + N_o \quad /15/$$

where  $a_{ref}$  is the major axis of the reference ellipsoid. The origine of the reference ellipsoid does not coincide with the mass centre of the earth, but its axes are parallel, and the translational coordinate changes /parameters/ of the origine can also be determined by using the original formula of Heiskanen-Moritz [1977; p. 213]:

$$\begin{aligned} \cos \Phi \cos \lambda \cdot \delta X_o + \cos \Phi \sin \lambda \cdot \delta Y_o + \sin \Phi \cdot \delta Z_o - N_o + \\ + \{ N_{S,M} - N_g \} = 0 \end{aligned} \quad /16/$$

The unknowns are the three translational parameters / $\delta X_o$ ,  $\delta Y_o$ ,  $\delta Z_o$ / and the value of  $N_o$ . If we know gravimetric and absolute  $g$  measurements in some points the absolute geoid undulations, the formula /16/ gives us a possibility to determine the unknown values by adjustment. In order to transform the relative geoid



undulations determined by astrogeodetic and partly by gravimetric methods of a country into absolute values at first we have to know at least in one point the  $N_g$  absolute geoid undulation.

## 2.12 Results of the experimental investigations and further possibilities

According to the computational formulas presented in Chapter 2.11, experimental investigations have been carried out. For the computations we used the computer HP-2100A of the Geodetic and Geophysical Research Institute of HAS, as well as a HP-67 type calculator [Szádeczky-Kardoss, 1969]. The program can be easily adapted for the calculator including the data of the ellipsoids used /IUGG-67, WGS-72, Krassowsky 47 etc./. The necessary precision is 0,01" in angles and mm in distances. For the values of  $N$ , the computation using iteration and series expansion coincided to 1 mm /only in respect of the accuracy of calculation and not in the accuracy of geoid determination/.

It is evident that data of different types, i.e. geometric and dynamic are advantageously used together in the evaluation, or even in the adjustment. As only a limited amount of data is available for the determination of an infinite number of serial expansion coefficients, therefore also of the geoid height, the combined processing and interpretation is to be preferred. The collocation method of Moritz [1973, 1977] contributes to a unique solution. Moritz and his group made theoretical and numerical investigations concerning several problems. There are several other solutions, too. In addition to the correctness of the mathematical model, great care is to be taken for the introduction of observation results having different accuracies and

weights, with different variance-covariance matrices in a common adjustment. Thus e.g. calibration errors and drifts appear in gravimetric, but also in gradiometric measurements. In case of the determination of the vertical and in gradiometric measurements, errors in the initial values may occur. In other cases problems of the reference surface are to be avoided, as in case of doppler or altimetric measurements. A special problem is the difference between geoid and average sea level. Preliminary investigations have shown that the combination of the data and the uniform evaluation leads to an increase of the stability of the determination of geoid undulations. It should not be forgotten that a combination of different type measurements results in a significant decrease of the systematic and model errors. For smaller countries, the astrogeodetic and gravimetric geoid determinations remain of basic importance, but they can be supplemented by certain geoid heights deduced from doppler observations and absolute  $g$  values. Other methods of dynamic solution ensure a higher accuracy of the determination of the gravity field, and thus contributes to a better determination of the geoid surface.

The different methods for geoid determination are summarized in Table 1.

### 3. Some problems connected with the determination of recent crustal movements

The definition of a continental, or worldwide reference surface of the height systems plays a great role in the determination of the recent vertical crustal movements. If we are not able to determine the absolute reference surface, our vertical crustal movements and their velocities have only relative character. Variation of the mean sea surface with

respect to the equipotential geoid can only be directly measured with geodetic levelings between the sea-tidal-points. The sea surface is time varying and the characteristics of these variations are not known, the tectonic signal between the points and in the leveling networks are unknown, too. Between different seas the mean sea surface has a variation of some decimeters /0,1-0,6 m/, some times 1-2 meters. Our heights determined by leveling are influenced by systematical errors of the mean sea surfaces. In this case possibly our horizontal measuring results are some times better in absolute sense than our heights above the so called mean sea surface, or above the equipotential surface of the sea level. For a worldwide reference surface of the height systems probably new data are needed for the traditional sea surface information. In certain cases the role of this surface can be realized with a good geoid surface. Our real level surface is in this case connected with the three-dimensional coordinate system, where Z gives the vertical and the X, Y plane is the level surface. One other way is to use the satellite altimetry to provide indications of time dependent sea surface variations. Connected with gravimetric and earth's tides measurements we gain from time to time new informations about the change of the mean sea surface. For clearer understanding of dynamic phenomena of the sea surface variation we must use the results of altimetric and other researches, too.

Ultraprecise measurements have to be established in the future for monitoring of crustal movements in zones where on time varying aspects the geodesists can give some metrical data to support earthquake-prediction or the determination of post earthquake movements /GPS/.

Adjustment models which are now commonly used in some theoretical works allow to give metrical data on the change of height in time [Hazay, 1967; Hristow, 1972; Totomanov, 1978; Bácsatyai, 1976]. An adjustment program gives the changes of the heights and the velocity vector. It is also possible to produce an adjustment model for the simultaneous determination of the velocity surface, or the dynamic change of the surface. Such a model can be produced easily by using the spline functions for this cases [Závoti, 1979] /Fig. 2/. This is suitable for the presentation of digital terrain models and for the demonstration of four dimensional models with the changes in one or more dimensions [Halmos, 1974].

The application of a geokinetic adjustment method for the determination of the velocity vectors gives us useful informations on a time-varying algebraic surface describing. For this case we use every 10-15 years repeated leveling and controlled tide gauge data and the results of the geoid determination, too. If we will make efficient geodynamic investigations we have to monitor the height and gravity variations with time. In the future it is very useful if we can complete the measurements for vertical crustal movements in some points with the measuring of the secular changes of gravity and earth's tides. For this case we have to give a complete adjustment model, too.

For the determination of the fundamental characteristics of recent crustal movements in space we have to study from the dynamical point of view not only the tectonic effects, but the seismic effects, too. The elastic deformation of the earth crust and the deformation of the equipotential surface /changes of gravity/ have not only tectonic but technogen /human activity/ origin too. Thus in the future means

we have to complete our gravity and height measurements with the determination of the two horizontal components, too, that is to design a three dimensional precise control network which we have to remeasure from time to time in connection with the expected activity of the movements. The investigations show that in many cases luckily there is only a little uplift /4-5 mm/year/ and we have greater movements only in a small part of the earth surface due to tectonic effects, active faults, seismic impulses and technogen sources [Vyskočil-Zeman, 1979] [/mining coal, oil, water etc./, disturbing water masses /dam lake/ etc.]. For the metric determination of this deformations we have to use in addition other physical, geophysical and geological observations and methods [Barta, 1975; Biró, 1973; Somogyi, 1978]. Till now it is not known in detail how the geotectonic and other changes within the earth crust to the measurable quantities at the earth's surface are related. In the future geodesists, geophysicists, astronomers and geologists have to cooperate closely to clear this problem. For example how can the geodesist fix his bench mark so that the determined movements can be considered either as a tectonic movements or as a random displacement of the observation stations /points/. Not at least we have to determine not only the movements and velocities but the periodic elements of the movements, too. That means that we have to extend our investigations to the field of instrumentation, of different methods with different kinds of systematical effects /certain physical influence/, not at least supplement them with methods of better reliability and sensitivity mathematically and statistically well established for sufficient interpretations of the results. **An excellent summary of geodynamical effects connected with the time variation is given in Meritz's new book "Advanced Physical Geodesy" /Wichmann, 1980/.**

#### 4. Conclusion

Different methods to derive the geoid required are given for better reduction of the geodetic measurements /distances, directions, angles etc./. An up-to-date geoid can be used for redefinition of a world wide vertical reference system, too. For a good determination of the geoid everywhere, it is necessary to combine the astrogeodetic, the gravimetric methods with satellite technics /doppler, altimetry, satellite to satellite observations etc./. For this case a combined semi dynamical mechanical mode adjustment method can be utilized.

A basic problem in the techniques for detecting the vertical crustal movement is to eliminate from the different sea level data the marine dynamic phenomena, the eustatic changes and the secular variations of sea level. We have also to obtain that the geoid surface is till now uncertain, too. Combining of both methods can give a better solution for this problem.

On the basis of precise gravity and absolute  $g$  change measurement can yield information about the distribution of the deformation in space. Combining the gravity changes with the hight changes gives a better determination of elevation changes and constrains the interpretation of the deformation. Precise gravity measurements for geodynamics have to reobserve with the vertical and horizontal measurements /in function of the changes every 10-15 years/.

The geodesy have to measure the long-term trends of our old earth in a relatively very short time.

The geoid need the knowledge of the density distribution of the Earth's surface. We need a good value of the gravity potential too.

## Zusammenfassung

Der Verfasser gibt einen kurzen Vergleich der verschiedenen Geoid-Bestimmungs-Methoden. Die Untersuchungen auf dem Gebiete der Geoid-Bestimmung mit Satelliten-Beobachtungen werden analysiert. Die mathematischen Probleme, die Möglichkeiten der Genauigkeits-Steigerung und Methoden der Auswertetechnik werden in Zusammenhang mit den verschiedenen Methoden erörtert. Die mathematischen Probleme für die Höhenbestimmung über das Ellipsoid, sowie praktische Beispiele mit Anwendung von Polynomen und Iterations-Verfahren zur Geoid-Bestimmung werden angegeben.

Es werden einige Fragen in Zusammenhang mit den rezenten Erdkrusten-Bewegungen, sowie geodynamischen Prozessen diskutiert.

## Literature

- Arnold, K. /1972/: Das Geoid aus Beobachtungen der Satellitenaltimetrie, Veröffentlichungen d. Zentralinstitutes für Physik der Erde. Nr. 7.
- Balmino, G.-Reigber, Ch.-Moynot, B. /1976/: The GRIM 2 Earth gravity field model. DGK, Reihe A. Nr. 88, München.
- Bácsatyai, L. /1976/: The statistical analysis of the determination of the vertical crustal movements velocity and the design of leveling networks. **Lecture held on TU Bratislava.**
- Bartelme, N.-Meissl, P. /1975/: Ein einfaches, rasches und numerisch stabiles Verfahren zur Bestimmung des kürzesten Abstandes eines Punktes vom einem sphärischen Rotationsellipsoid. Allg. Verm.-Nachr., 82, pp. 436-439.
- Barta, G. /1975/: The physical interpretation of the shape of the geoid /in Hungarian/. MTA X. Osztályának Közleményei. Tom. 8. pp. 393-397.
- Biró, P. /1973/: Der Einfluß von zeitlichen Änderungen des Erdschwerefeldes auf die Höhe von Nivellementsstationen. Mitt. des Institutes für Theoretische Geodäsie, Bonn, Nr. 12.
- Blaha, G. /1977/: Refinements in the combined adjustment of satellite altimetry and gravity anomaly data. A. F. Geophysics Laboratory, Massachusetts.
- Brennecke, J.-Groten, E. /1977/: The deviation of the sea surface from the geoid and their effect on geoid computation. Bulletin geodesique, pp. 47-51.
- Bretterbauer, K. /1978/: Stand der Geoidforschung in Österreich. Central Dep. of Astronautik, Budapest.
- Burša, M. /1969/: Potential of the geoidal surface, the scale factor for lengths and Earth's figure parameters from satellite observations. Studia Geophysica et Geodaetica, 13. pp. 337-357.



- Gerstbach, G. /1979/: Geophysikalische Interpretation von Lotabweichungen in Bruchzonen. Z. f. Vermessungswesen, pp. 45-51.
- Gurtner, W. /1978/: Das Geoid in der Schweiz. Mitteilungen des Institutes für Geodäsie und Photogrammetrie an der Eidgenössischen T.H. Zürich, Nr. 20.
- Halmos, F. /1974/: Moderne Instrumente zur Datenerfassung im Markscheidewesen. Neue-Bergbautechnik, pp. 173-178.
- Halmos, F. /1977/: Satellite altimetry and geoidundulation /in Russian/. Nabljudenija Iskustvennüh Sputnikov Zemli. No. 16. Sofia, pp. 265-282.
- Halmos, F. /1979/: Geodynamical evaluation of Doppler-satellite observations. Acta Geodaet. Geophys. et Mont. Tom 14. pp. 3-16.
- Halmos, F. /1979a/: Analyses of different methods of the geoid determination. Lecture on the European Geophysical Union Symposium, Wien, Sept. 12-18.
- Halmos, F. /1980/: Geoid determination on the basis of satellite observations. Acta Geodaet. Geophys. et Mont. Tom. 15. pp. 5-16.
- Hazay, I. /1967/: Adjustment of the networks for determination of the vertical crustal movements /in Hungarian/. Geodézia és Kartográfia,
- Hristow, W.K. /1972/: Ausgleichung von Nivellierungsnetzen unter Berücksichtigung der Faktors der Zeit. KAPG Symposium, Hluboka /CSSR/.
- Heiskanen, W.-Moritz, H. /1967/: Physical geodesy. Freeman and Co., San Francisco-London.
- Husti, G.I. /1978/: Deviations of the vertical in the Netherlands from geodetic-astronomical observations. Netherlands Geodetic Commission. Vol. 6. No. 3.
- Joó, I. /1979/: Recent vertical crustal movements of the Carpatho-Balkan region. IUGG Congress, Canberra.

- Krarrup, T. /1969/: Contribution to the mathematical foundation of physical geodesy. Danish Geodetic Institute. Publ. No. 44.
- Krynski, J. /1978/: Possibilities of low-low satellite-to-satellite tracking for local geoid improvement. Mitteilungen der geodätischen Institute der TU Graz, Folge 19.
- Krynski, J.-Schwarz, K.P. /1979/: Numerical studies and programs for interpolation and collocation. Mitteilungen der geodätischen Institute der TU Graz, Folge 26.
- Lachapelle, G. /1975/: Determination of the geoid using heterogeneous data. Mitteilungen der geodätischen Institute der TU Graz, Folge 19.
- Lachapelle, G.-Tsherning, C.C. /1978/: Use of collocation for predicting geoid undulations and related quantities over large areas. Collected papers Geodetic Survey, Canada, pp. 229-232.
- Lelgemann, D. /1978/: Ein Verfahren zur astro-gravimetrischen Geoidbestimmung. DGK, Reihe C, Nr. 247.
- Mather, R.S. /1975/: On the recovery of long wave features of sea surface topography from satellite altimetry. Nr. 24. NSW Sydney, pp. 21-46.
- Moritz, H. /1973/: Least squares collocation. DGK, Reihe A, H 15, München.
- Moritz, H. /1977/: Least-squares collocation and the gravitational inverse problem. Journal of Geophysics, Vol. 43. pp. 153-162.
- Pellinen, L.P. /1978/: Higher geodesy /Theoretical geodesy/ /in Russian/. Nedra, Moscow.
- Pick, M. /1967/: Transformation of the spatial rectangular coordinates into the geodetic coordinates. Bulletin Géodésique, No. 83, pp. 21-26.
- Rapp, H. /1979/: Global anomaly and undulation recovery using GEOS-3 altimeter data. OSU Dep. of Geodetic Science, No. 285.

- Rinner, K.-Moritz, H. /1977/: Zur Geoidbestimmung in Österreich. Öst. Akad. d. Wiss. Mathemnaturw. Klasse, Abteilung II., 186. Bd. 1-3. pp. 171-178.
- Rummel, R.-Rapp, R. /1977/: Undulation and anomaly estimation using GEOS-3 altimeter data without precise satellite orbits. Bulletin Géodésique, Vol. 51, pp. 73-83.
- Rummel, R.-Reigber, Ch.-Ilk, K.H. /1978/: The use of satellite-to-satellite tracking for gravity parameter recovery. Presented at European Workshop, Schloss Elman.
- Totomanov, I. /1978/: Adjustment of levelings for determination of the vertical crustal movements and velocity of the movements. Lecture held in Geodetic and Geophysical Research Institute of the HAS, Sopron.
- Schwarz, K.P.-Sünkel, H. /1978/: Vorarbeiten zur Geoidbestimmung in Österreich. Ö. Z. f. Vermessungswesen und Photogrammetrie. pp. 57-71.
- Somogyi, J. /1978/: The role of geodesy in the geodynamics. MTA X. Osztályának Közleményei. Tom. 11, pp. 309-313.
- Szádeczky-Kardoss, P. /1979/: Geoid determination. Diplomwork, TU Budapest.
- Vincenty, T. /1976/: Ein Verfahren zur Bestimmung der geodätischen Höhe eines Punktes. Allgemeine Vermessungsnachrichten, 83, p. 129.
- Vyskočil, P.-Zeman, A. /1979/: Recent movements of the earth's crust in the region of the Bohemian Massif and its south-east border. KAPG meeting, Bratislava.
- Wolf, H. /1974/: Über verallgemeinerte Collocation. Zeitschrift für Vermessungswesen, H. 11, p. 475.
- Závoti, J. /1979/: The possibility of application of the spline functions. Central Society of Astronautics, Budapest, pp. 77-127.

No.	Method	Mathematical model	Field data	Accuracy	Remarks
1.	Astrogeodetic	$N_{\xi, \lambda} = N_{i-1} - \int_{i-1}^i \xi \cos A + \eta \sin A / ds$	$\Phi, \lambda, A$	$\pm 0.4$ m	Perfil solution.
2.	Gravimetric	$N_{\xi, G} = N_0 + \frac{R}{4\pi\gamma} \int_{\sigma} \Delta g \cdot S / \psi / d\sigma$	$\xi$	$\pm 0.4$ m	Scarcity of data.
3.	Astrogravimetric	$\begin{bmatrix} \xi \\ \eta \end{bmatrix} = \frac{1}{4\pi\gamma} \int_{\sigma} \Delta g \frac{\delta s / \psi}{\delta \psi} \begin{bmatrix} \cos \alpha \\ \sin \alpha \end{bmatrix} d\sigma$	$\xi, \Phi, A, \lambda$	$\pm 0.3$ m	Perfil solution. Scarcity of data.
4.	Geopotential	$N_{\xi, S} = R \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_{n,m} / \sin \phi // A_{n,m} \cos \lambda + B_{n,m} \sin m \lambda /$	$A_{n,m} B_{n,m}$	$\pm 2-3$ m	Combined Dynamic Satellite and terrestrial data global solution
5.	Doppler	$N_{\xi, D} = h - H$	$/x y z / D$ H	$\pm 0.5-1$ m	Point solution. The Orthometric height is required.
6.	Least-squares estimation /collocation/	$N_{\xi} = C^T C^{-1} \cdot X$	All available	$\pm 0.5-1.5$ m	The signals are all derived from the autocovariance function of the gravity
7.	Gradiometric observations	see No. 6.	Gradiometer data	$+ 2$ m	With terms of anomalous potential
8.	Satellite-to-satellite tracking /collocation/	see No. 6.	Velocity vectors r. position vectors	$\pm 1$ m	With terms of anomalous potential
9.	Satellite altimeter	$N_{\xi, A} = h_{S,A} E^{-h_{S,A}} A^{-Ah}$	$/x, y, z / D$ $h_{S,A}, h$	$\pm 1-3$ m	Useful in oceanic zones.
10.	Surface fitting	$N_{\xi, X} = P_n / X, Y / = \sum_{i,j=0}^n C_{ij} X^i Y^j$	All available	$\pm 1-2$ m	Regional Analytic Solution
11.	Inertial measuring system	$N_{\xi, I} = h - H$	$/x, y, z / I$ H	$\pm 1-2$ m	Point solution with surface fitting

Table 1. Different methods of geoid determination

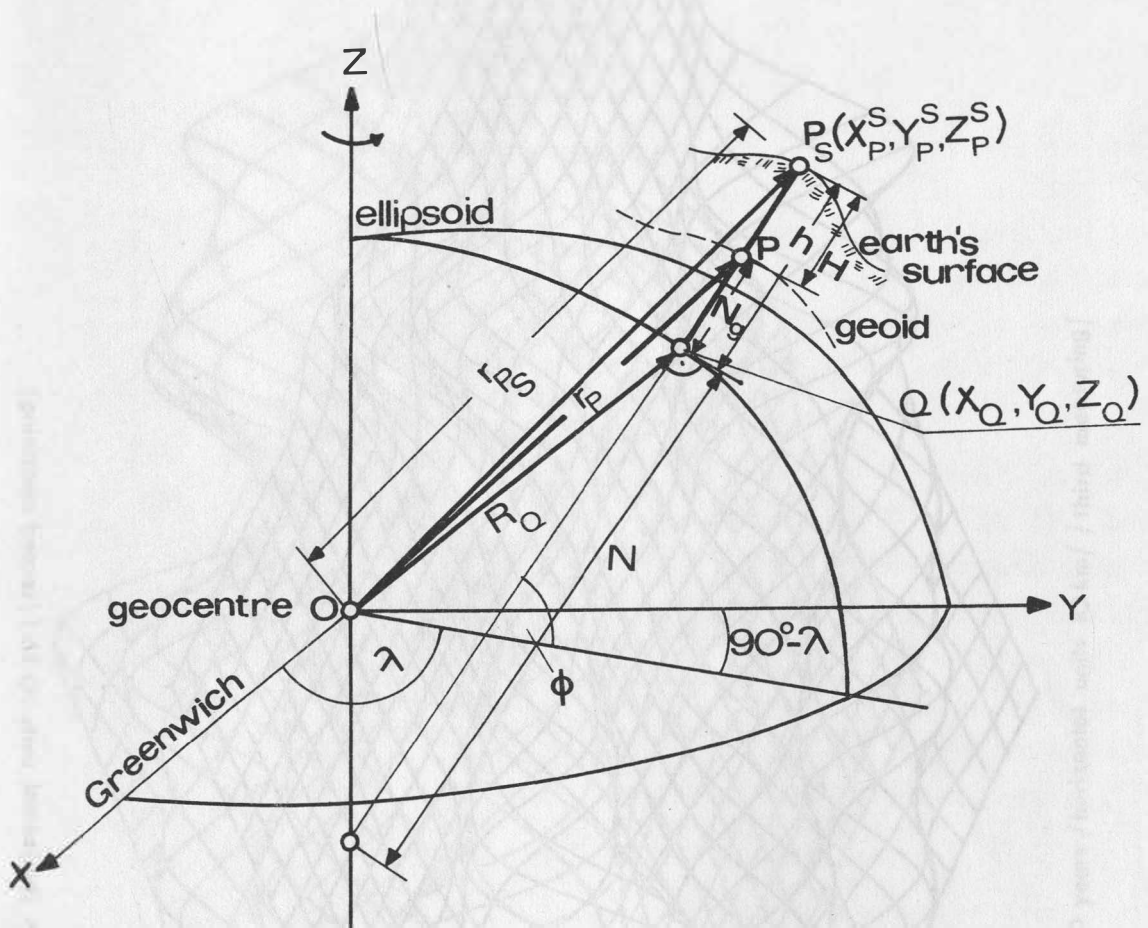


Fig. 1

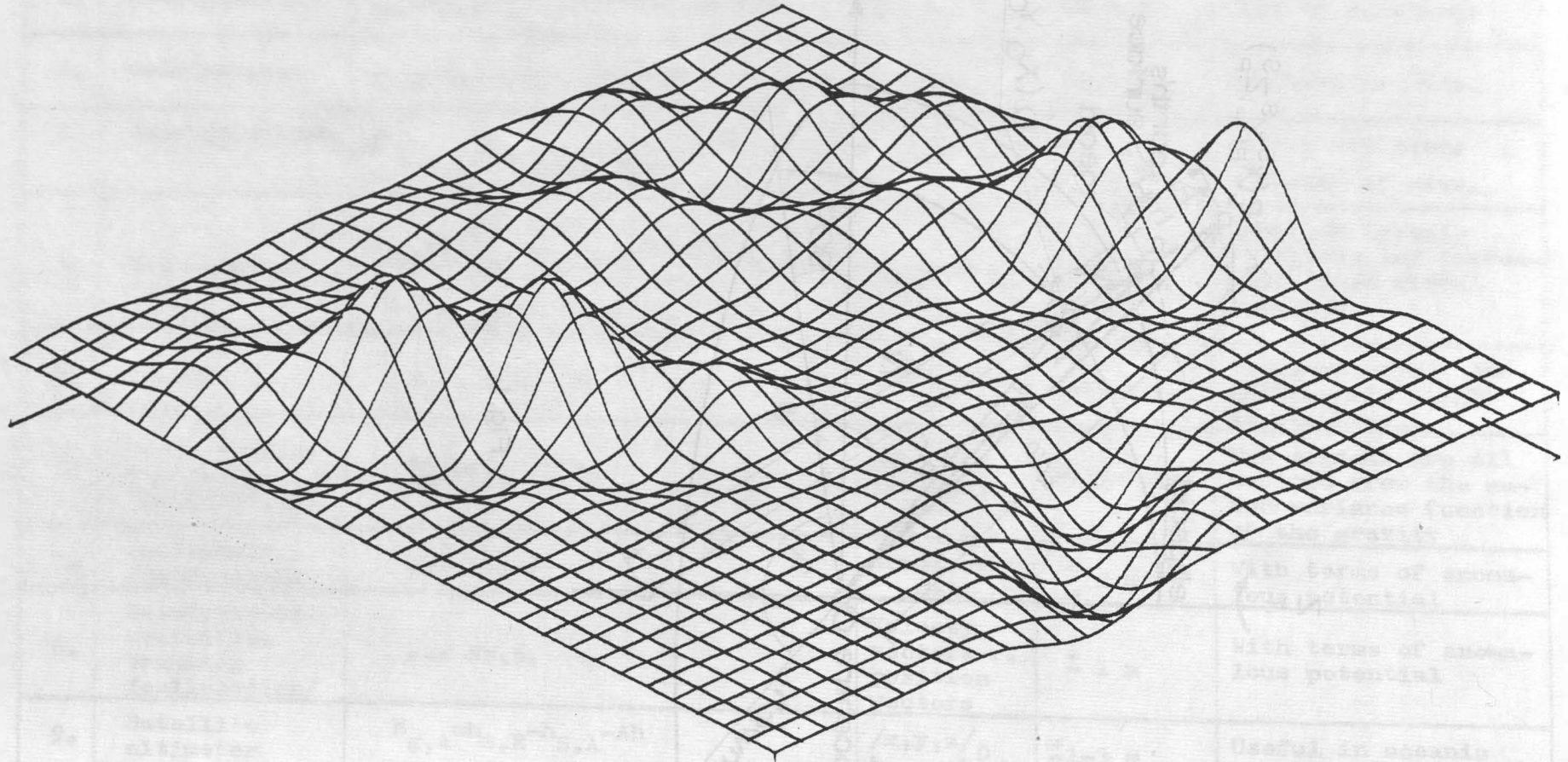


Fig.2a. Velocity surface in units 15mm/ 10 years /horizontal units 10 km/ /second measuring/

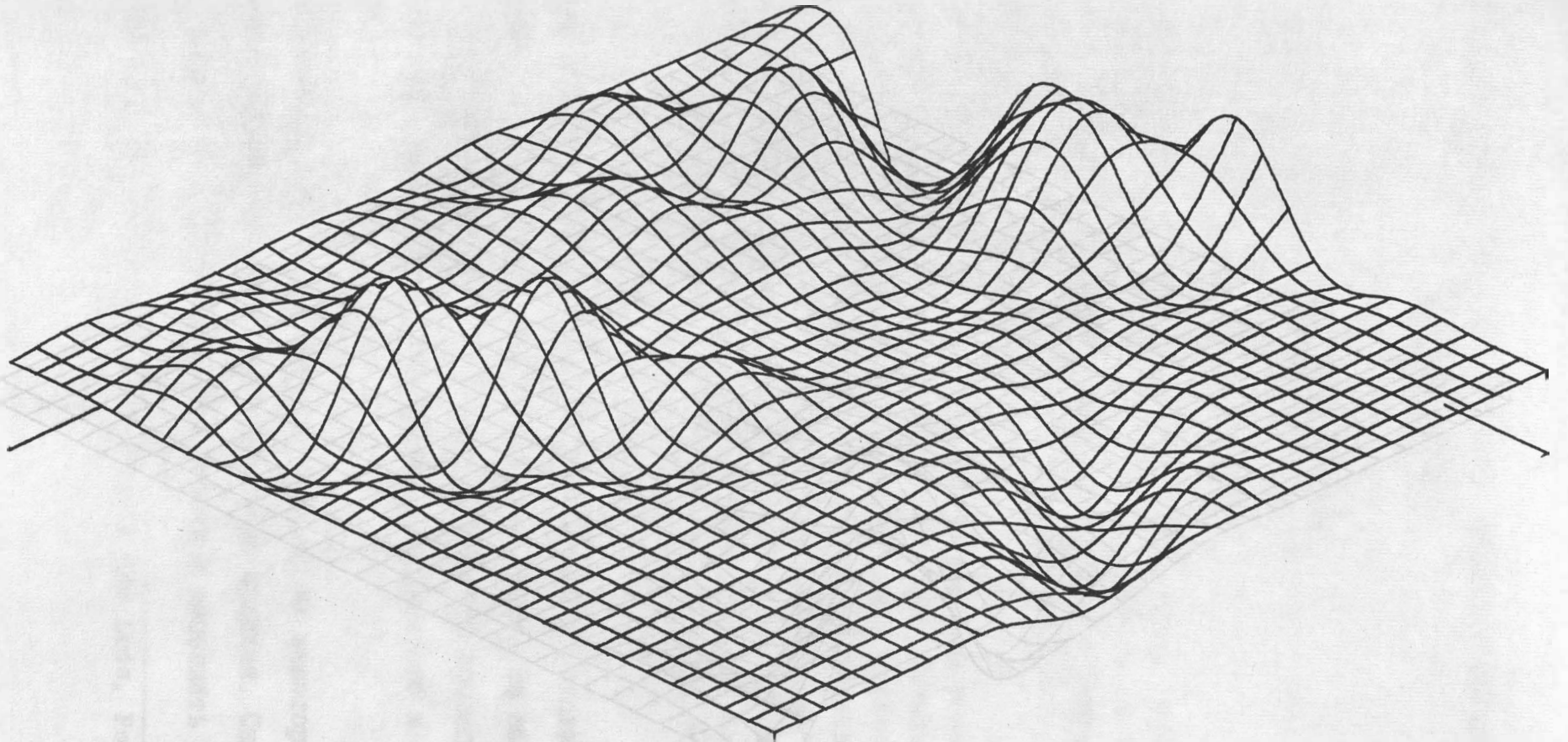


Fig. 2b. Velocity surface in units 20mm/20 years /horizontal units 10 km/ /third measuring/

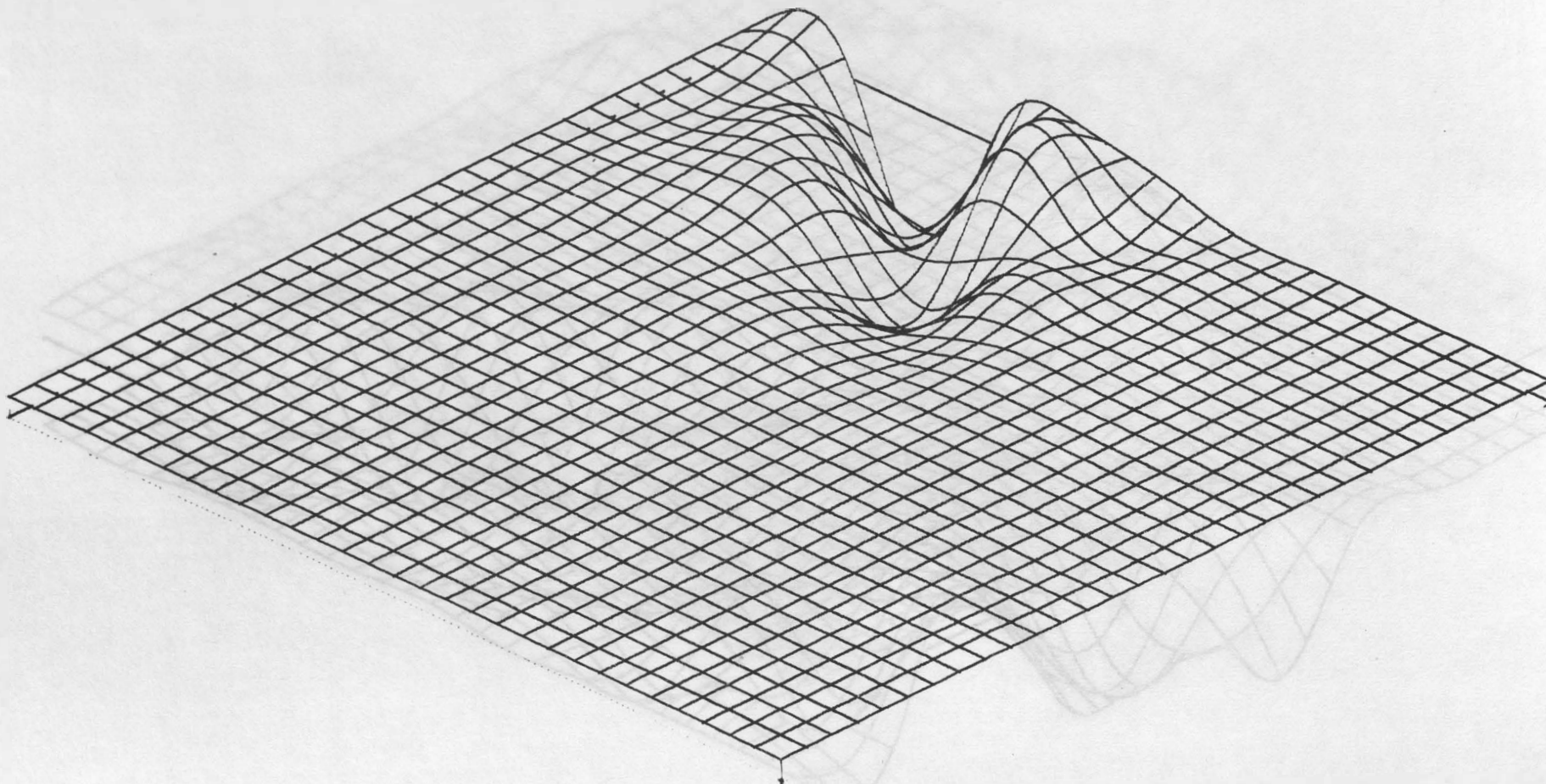


Fig. 2c. Acceleration surface in units  $5\text{mm}/20^2$  years /horizontal units 10km/ /between first and third measuring/.



Methode zur Gangelimination bei sehr langen Reihen von Gravimetermessungen

Martina Harnisch

Summary: The gravimetric data from a five years registration series performed with an Askania Gs 15-gravimeter at Potsdam forms, after elimination of the main tidal waves, the basis for an investigation of long-periodical tidal and non-tidal gravity variations.

From technical reasons the data series contains several blocks separated by gaps producing jumps in the data levels. At the beginning of the investigations it is necessary to determine and to correct the arbitrary differences in the data levels and to fill the gaps. The drift function was approximated by a polynom of third degree and a harmonic term with a period of about one year. In a further step the importance of other periods down to a half year for the description of the drift function is discussed.

Резюме: При помощи гравиметра Аскания Гс 15 в Потсдаме получили длинный ряд данных для срока больше чем 5 лет. За вычетом главных приливных волн этот ряд явился основанием исследований длинно-периодных гравиметрических вариаций приливного и неприливного рода.

По техническим причинам такой ряд состоял из некоторых блоков данных, разделяемых разрывами и скачками ординат. Сначала надо было определять и исправлять эти скачки и выполнять разрывы с

---

AdW der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Potsdam

интерполированными данными. Потом уравнивали целый ряд методом наименьших квадратов, используя полином третьей степени и гармонический член, период которого приблизительно равно одному году. Таким образом получили аналитическое выражение дрейфа. Далее занимались влиянием добавочных членов, имеющих периоды не короче полгоды, на представлении функции дрейфа.

An der Gezeitenstation des Zentralinstituts für Physik der Erde in Potsdam wird seit März 1974 mit einem Gezeitengravimeter Gs 15 digital registriert. Elstner und Dittfeld haben darüber mehrfach berichtet /1/, /2/. Es wurde dafür Sorge getragen, eine lange Beobachtungsreihe zu gewinnen mit möglichst wenigen und möglichst kurzen Unterbrechungen. Inzwischen hat der Registrierzeitraum eine Länge erreicht, daß man daran denken kann, neben einer eingehenden Analyse im kurzperiodischen Gezeitenbereich auch Methoden zur Bestimmung von langperiodischen Tiden und langzeitigen nicht gezeitenbedingten Schwereänderungen zu versuchen. Dazu ist es aber unerlässlich, zuvor das Gangverhalten des Instruments über die gesamte Beobachtungszeit genau zu erfassen und in analytischer Form so darzustellen, daß es möglich ist, die Meßwerte vom Gang zu trennen.

Ausgangsmaterial für die Gangbestimmung sollte die Restkurve sein, die Differenz zwischen den ursprünglichen Meßwerten und den aus der Chojnicki-Analyse über den gesamten Meßzeitraum gewonnenen ganz-, halb- und dritteltägigen Gezeiten. Sie enthält vor allem den Instrumentengang und die langperiodischen Gezeiten, nicht gezeitenbedingte Schwereänderungen und Meßfehler. Aus praktischen Gründen wurden stattdessen die Summen aus dem vor der Analyse abgezogenen Percev-Gang und den bei der Analyse berechneten Residuen für jeden Meßzeitpunkt als Restkurve verwendet.

Der gesamte Zeitraum der Chojnicki-Analyse beträgt mehr als fünf Jahre und reicht von März 1974 bis Juni 1979; er enthält fast

40000 stündliche Meßwerte. Diese und damit auch die Restkurvenwerte liegen in elf Meßblöcken unterschiedlicher Länge vor - der längste 1 1/2 Jahre lang, der letzte wird weitergeführt - mit Lücken von wenigen Tagen bis zu einem Monat (alle zusammen etwa 4800 Werte)(Abb. 1). Eine längere Lücke von einem halben Jahr Dauer wurde notwendig wegen Vergleichsmessungen im ersten Halbjahr 1975 an der Station Pecny (CSSR) im Rahmen der Zusammenarbeit innerhalb der KAPG. Diese Lücke konnte dadurch geschlossen werden, daß die in Pecny gewonnene Restkurve in die Restkurve von Potsdam einbezogen wurde. Das erscheint gerechtfertigt, weil sich der Gang des Gravimeters, wie er in Pecny beobachtet wurde, gut in das in Potsdam beobachtete Verhalten des Instruments einfügt und entstehende Unstimmigkeiten deshalb sicher geringer sind als die bei einer Interpolation über eine derartig lange Lücke entstehenden. Zu den elf Meßblöcken aus Potsdam kommen deshalb noch sechs wesentlich kürzere aus Pecny zwischen dem 5. und dem 6. Block (zusammen ungefähr 1500 Meßwerte).

Dieses Datenmaterial war zu einer Restkurve ohne Lücken und Sprünge zu vereinigen und davon eine gut angepaßte, analytisch dargestellte Gangfunktion zu gewinnen, um schließlich eine lückenlose, gangbefreite Restkurve zu erhalten, auf die die verschiedensten Interpretationsverfahren angewendet werden können ohne Rücksicht darauf, ob die betreffenden Methoden ein lückenloses Datenmaterial als Arbeitsgrundlage erfordern oder nicht.

Erste Informationen über das Gangverhalten des Gravimeters ergaben sich aus den Beträgen der Verstellungen an der Meßspindel, aufgetragen als Funktion der Zeit (Abb. 1). Die so erhaltene Kurve läßt sich im vorliegenden Falle mit verhältnismäßig guter Annäherung durch ein Polynom dritten Grades, dem ein harmonischer Term mit einer Periode von ungefähr einem Jahr hinzugefügt ist, darstellen. Zur Interpolation der fehlenden Werte in den verhältnismäßig kurzen Lücken dagegen konnte ein reiner Polynomansatz genügen. Die Restkurvenwerte der Blöcke vor und nach der jeweiligen Lücke wurden durch ein gemeinsames Polynom ausgeglichen und dabei dem zweiten Block noch ein zusätzliches Absolutglied hinzugefügt, das dem willkürlichen Ordinatenversatz zwi-

schen beiden Blöcken entspricht und als Sprungkorrektur am zweiten und allen nachfolgenden Blöcken angebracht wurde. Dieses Vorgehen führte zu guten Ergebnissen, wenn die Meßblöcke nicht allzu lang waren. Bei langen Blöcken wird der Charakter des Polynoms stark von den Kurvenbereichen bestimmt, die weit von der Lücke entfernt liegen, und es kommt zu größeren Sprüngen an den Stoßstellen zwischen Meßblöcken und Lücken. Deshalb wurden nur die Restkurvenwerte von maximal zwei Monaten vor und nach der Lücke für die Interpolation herangezogen und auf diese Weise eine bessere Anpassung erreicht. Ob eine maximale Blocklänge von zwei Monaten optimal ist, kann dabei noch erprobt werden.

Mit den durch eine derartige paarweise Ausgleichung erhaltenen Sprungwerten wurden die gegenseitigen Ordinatenversätze der Blöcke korrigiert und mit den Polynomkoeffizienten stündliche Werte in die Lücken interpoliert. Die so erhaltene Restkurve (in Abb. 2 sind Tagesmittel davon für jeden 30. Tag aufgetragen) hat eine große Ähnlichkeit mit der Kurve der Meßspindelverstellungen, so daß sich auch hier der aus einem Polynom dritten Grades und einem harmonischen Anteil mit etwa Jahresperiode bestehende Ausgleichungsansatz für die Darstellung verwenden läßt. Um die Schwierigkeit zu umgehen, daß die Periode oder Frequenz des harmonischen Anteils nicht linear in den Verbesserungsgleichungen enthalten ist, und doch eine Periode zu erhalten, die dem Datenmaterial am besten entspricht, wurde iterativ vorgegangen. Als Kriterium für die beste Annäherung dient die Summe der Abweichungsquadrate, die für die richtige Periode ein Minimum ergibt. Für die vorliegende Restkurve wurde eine Periode von 359,4 Tagen mit einer Amplitude von  $716 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$  gefunden. Die Gangfunktion lautet

$$y_G(t) = 9630,9922 + 5,667388 \cdot t - 0,0023677615 \cdot t^2 \\ + 0,78741510 \cdot 10^{-6} \cdot t^3 + 713,45435 \cdot \cos 0,01748243 \cdot t \\ + 57,711578 \cdot \sin 0,01748243 \cdot t$$

Sie ist in Abb. 2 durch die ausgezogene Kurve dargestellt. Die Anpassung an die Restkurve ist im ganzen gesehen gut, es läßt

sich aber auch erkennen, daß der verwendete Ansatz dem wirklichen Kurvenverlauf noch nicht vollkommen entspricht. Das wird besonders deutlich in den Teilen der Kurve, in denen der harmonische Anteil vorherrscht. Dementsprechend zeigt die gangbefreite Restkurve noch eine ausgeprägte lange Welligkeit mit beträchtlichen Amplituden, und eine Spektralanalyse bestätigte, daß die Restkurve noch harmonische Anteile mit Perioden von mehr als einem halben Jahr mit größeren Amplituden enthält.

Die gangbefreite Restkurve wurde deshalb nochmals einer Reihe von Ausgleichungen unterzogen, wobei in den verschiedenen in Frage kommenden Periodenbereichen nach Minima der Summe der Abweichungsquadrate gesucht wurde. Dabei fanden sich noch sechs weitere Perioden mit zum Teil beachtlichen Amplituden zwischen 180 und 700 Tagen. Sie sind in Abb. 3 dargestellt. Über ihre Herkunft läßt sich zunächst, genauso wie bei der Jahresperiode nichts Näheres aussagen. Die Abbildung enthält außerdem die größten der langperiodischen Tiden, aber in einem größeren Ordinatenmaßstab. Die Gefahr, durch die Gangelimination auch interessierende Tiden mit zu beseitigen, besteht offensichtlich nur für die Wellen SA und SSA. Analysenversuche im Bereich der vierzehntägigen bis monatlichen Wellen und vielleicht auch der Chandler-Periode können dagegen erfolgversprechend sein.

Die nunmehr erhaltene gangbefreite Restkurve (Abb. 4) kann als Grundlage für die verschiedensten Verfahren dienen, die sich für die Auswertung von Zeitreihen eignen. Zum Beispiel ist an die Chojnicki-Analyse hinsichtlich langperiodischer Gezeiten gedacht, wobei sich die Anwendung der Nullpunkt-Methode erübrigt. Weiterhin kommen verschiedene Verfahren der Spektralanalyse oder Stapelungs- und Faltungsverfahren in Betracht.

Ergänzend sei noch gesagt, daß alle Rechenarbeiten auf einer EDV-Anlage ESER 1040 in der Programmiersprache FORTRAN durchgeführt wurden und daß vor der Ausgleichung der Gangfunktion eine Datenverdichtung durch Tagesmittelbildung erfolgte, weil eine Datenmenge von nahezu 2000 Werten für die Ausgleichung nach der gewählten Funktion vollkommen ausreicht und rechentechnisch wesentlich bequemer zu handhaben ist.

**Literatur:**

- /1/ ALTMANN, W.; DITTFELD, H.-J.; ELSTNER, Cl.: Results of Earth Tide Observations at the Gravimetric Observatory Potsdam  
Veröff. Zentr.-Inst. Phys. Erde Potsdam, Teil 2, Potsdam  
(1977) 52, S.521-528
- /2/ ALTMANN, W.; DITTFELD, H.-J.; ELSTNER, Cl.: Results of gravimetric Earth-Tide Observations 1970-1976  
Paper pres. 8. Intern. Symp. Earth Tides, Bonn 19.-24. Sept. 1977, 12 S.

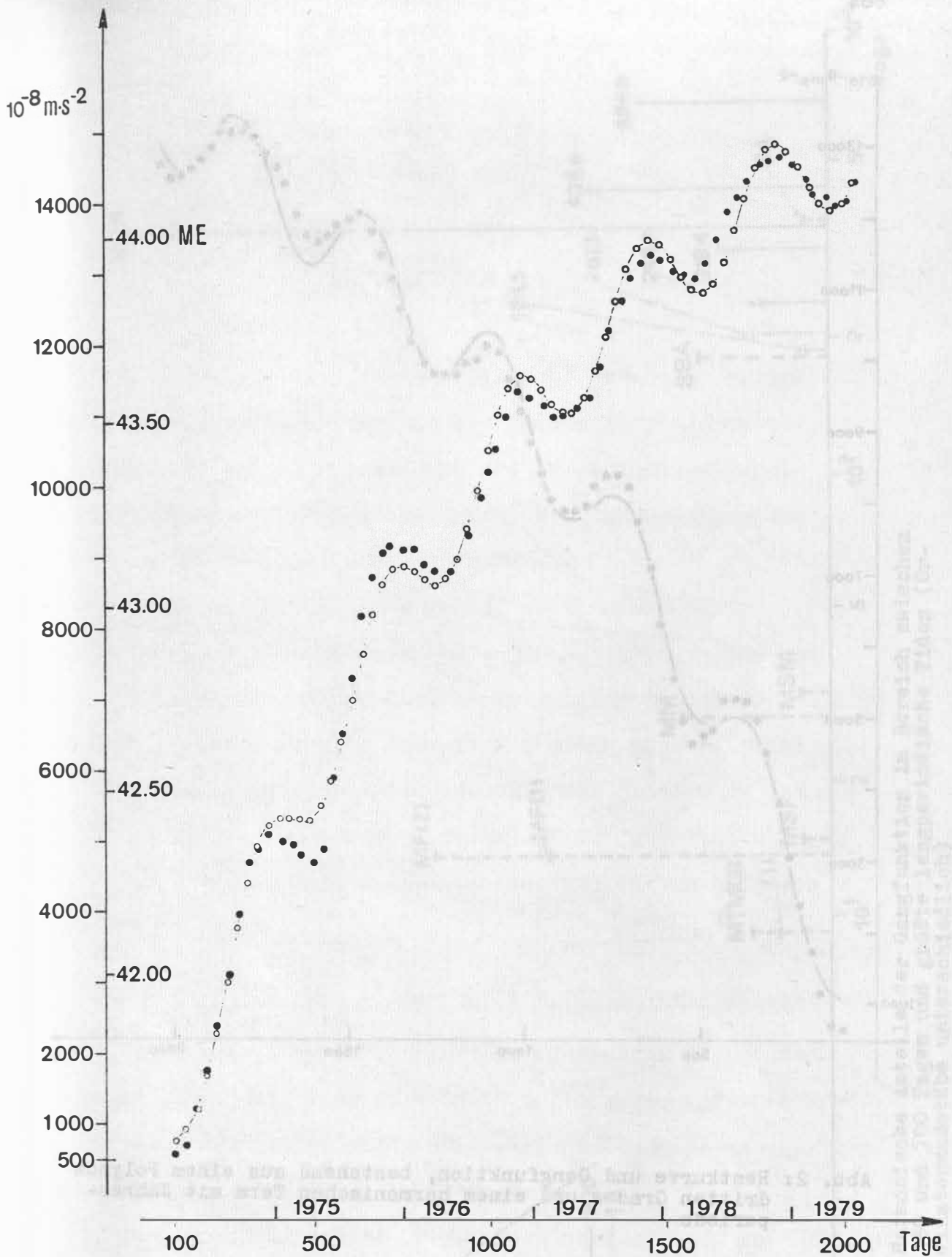


Abb. 1: Meßspindelverstellungen und Näherungsfunktion aus einem Polynom dritten Grades und einem harmonischen Anteil mit Jahresperiode. Unterhalb der Zeitachse Angabe der Lücken in der digitalen Registrierung in Potsdam

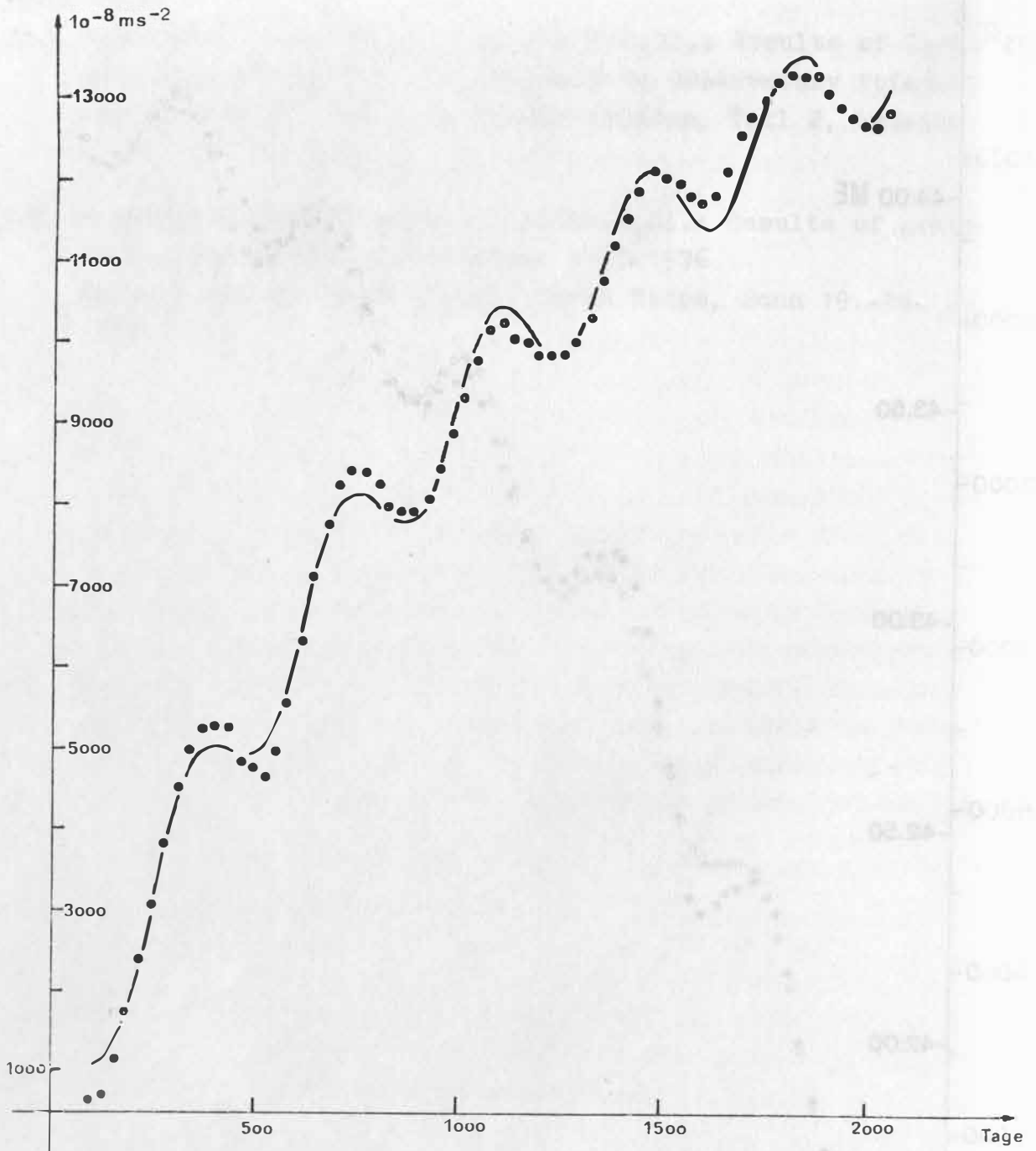


Abb. 2: Restkurve und Gangfunktion, bestehend aus einem Polynom dritten Grades und einem harmonischen Term mit Jahresperiode



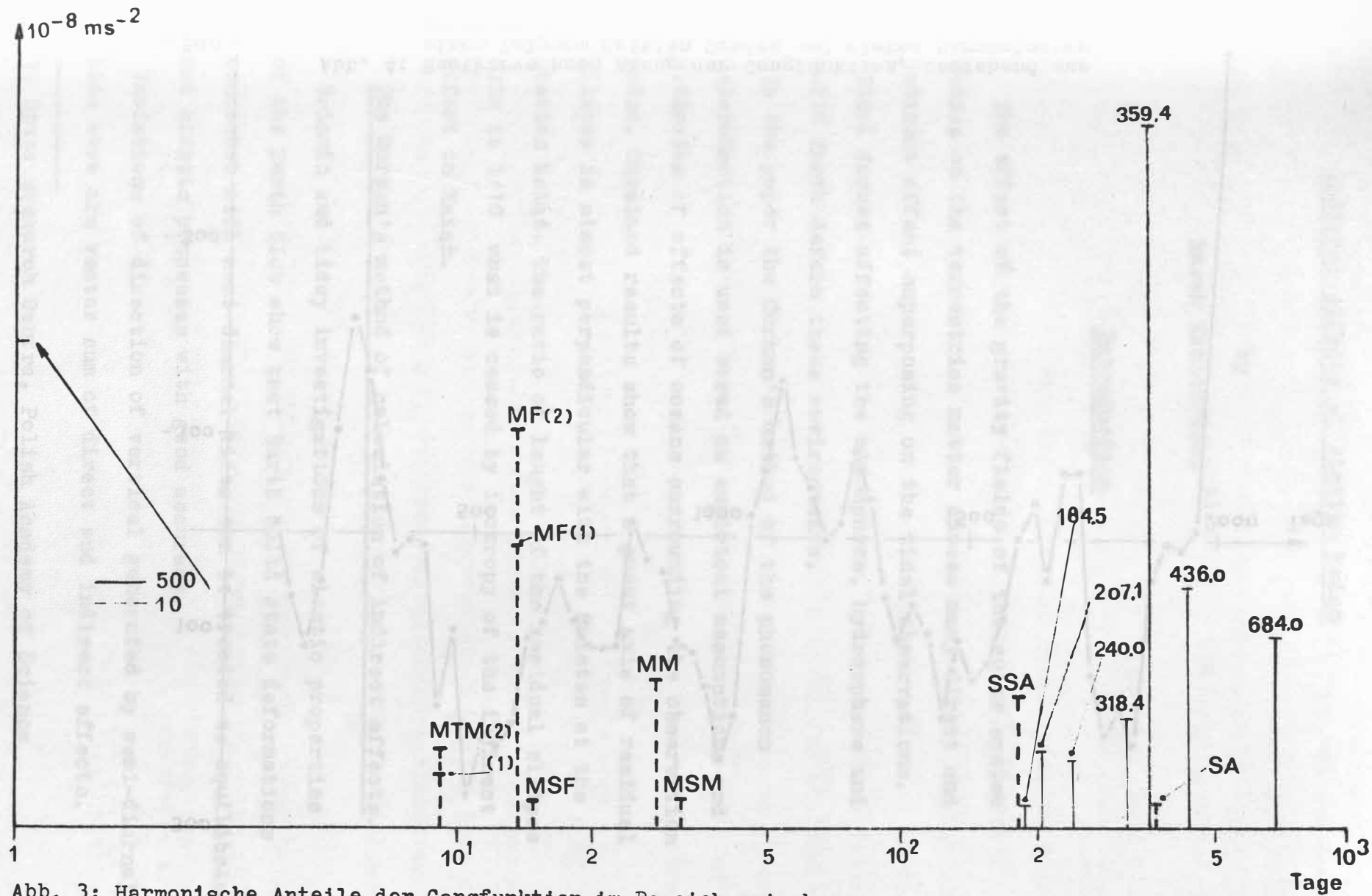
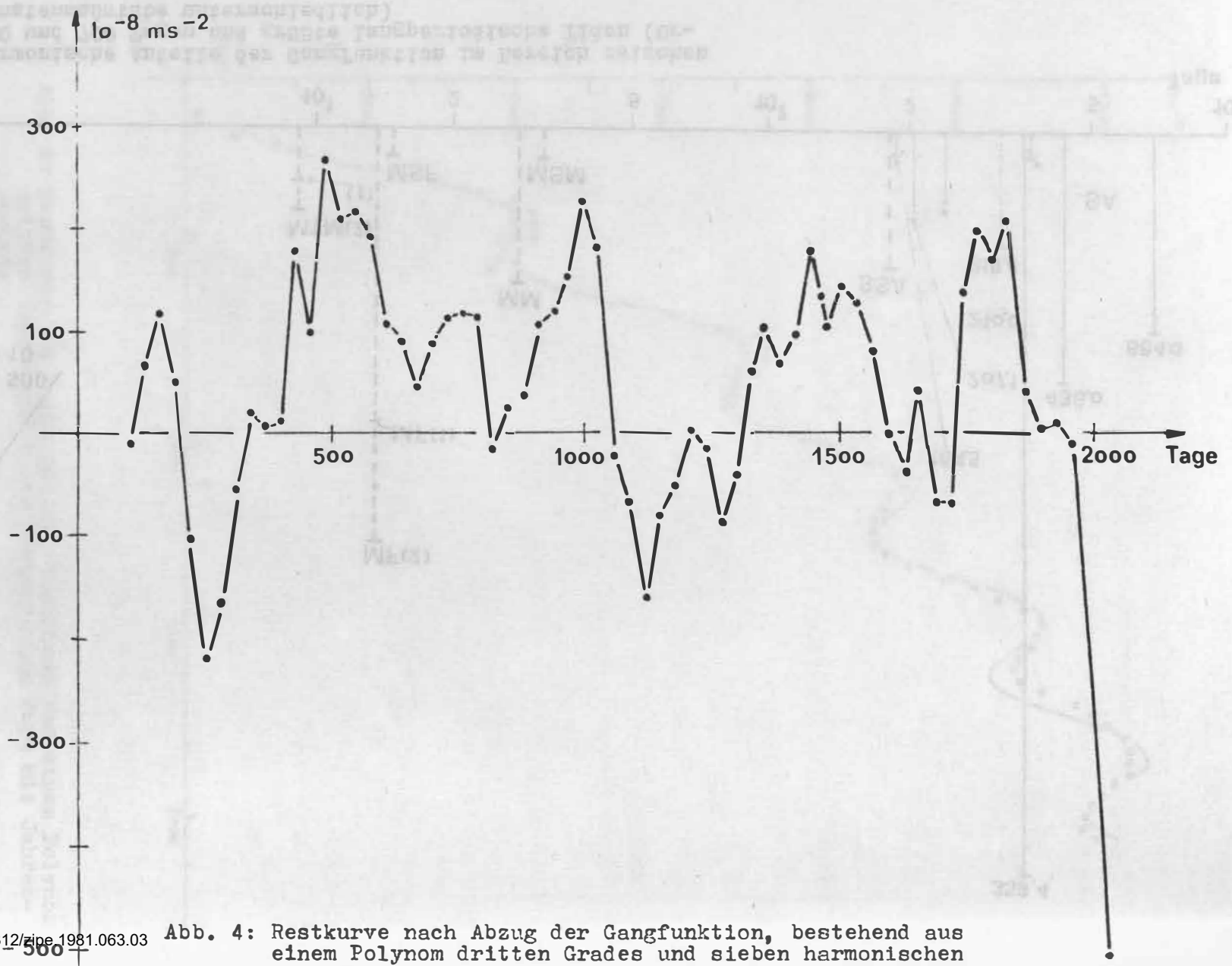


Abb. 3: Harmonische Anteile der Gangfunktion im Bereich zwischen 180 und 700 Tagen und größte langperiodische Tiden (Ordinatenmaßstäbe unterschiedlich)



DOI: <https://doi.org/10.2312/zipe.1981.063.03>

Abb. 4: Restkurve nach Abzug der Gangfunktion, bestehend aus einem Polynom dritten Grades und sieben harmonischen Anteilen

## Indirect effects at station Książ

by

Marek Kaczorowski <sup>1)</sup>

### Introduction

The effect of the gravity fields of the solar system bodies on the terrestrials matter causes many direct and indirect effect superposing on the tidal observations.

Tidal forces affecting the atmosphere, hydrosphere and solid Earth deform these environments.

In the paper the Corkan's method of the phenomenon determination is used based on empirical assumptions and estimates of effects of oceans surrounding the observation point. Obtained results show that a great axis of residual ellipse is almost perpendicular with the Sudetes at the station Książ. The ratio of length of the residual ellipse axis is 1/10 what is caused by isotropy of the indirect effect in Książ.

### The Corkan's method of calculation of indirect effects.

Seismic and tidey investigations of elastic properties of the Earth Glob show that Earth solid state deformations connected with semi-diurnal tides can be treated as equilibrium and elastic processes with good accuracy.

Variations of direction of vertical generated by semi-diurnal tide wave are vector sum of direct and indirect effects.

---

1) Space Research Centre, Polish Academy of Science

Therefore we can write the following equations for any two semi-diurnal waves.

$$\gamma_1 E_1 \cos / \omega_1 t + \Delta \varphi_1 / = \gamma_1 E_1 \cos / \omega_1 t / + I_1 \cos / \omega_1 t + i_1 / \quad /1/$$

$$\gamma_2 E_2 \cos / \omega_2 t + \Delta \varphi_2 / = \gamma_2 E_2 \cos / \omega_2 t / + I_2 \cos / \omega_2 t + i_2 /$$

Direct effect related to Earth solid state deformations describes the first component of sum. In accordance with assumption of elasticity of glob deformations, this constituent is not shift phase in relation to tide wave. The second component performs indirect effect which is shift phase.

Assumptions of elastic deformations of Earth solid state imply directly proportional relations between amplitudes "E" semi-diurnal tide waves and amplitudes " $\gamma$  E" of direct effect.

Hence:

$$\frac{E_1}{E_2} = \frac{\gamma_1 E_1}{\gamma_2 E_2} \quad \implies \quad \gamma_1 = \gamma_2 = \gamma \quad /2/$$

The Corkan's method contains additional assumption also connected with elasticity. Earth's crust deformations caused by variations of sea load are directly proportional to amplitude of sea tide wave.

Hence:

$$\frac{I_1}{I_2} = \frac{\text{Amplitude of sea wave I}}{\text{Amplitude of sea wave II}} \quad /3/$$

From equations; /1/, /2/, /3/ we can find unknowns :  $\gamma$  ,  $I_1$ ,  $I_2$ ,  $i_1$ ,  $i_2$ .

An additional difficulty occurs when calculating the ratio /3/ determined for a given point in which a measurement is influenced usually by the indirect effect of several near seas of different ratio of sea wave amplitudes.

Comparison of the results obtained in the stations: Freiberg, Brezove Hory, Książ.

Observatory stations: Freiberg, Brezove Hory, Książ are relatively near. Distance between them is of the order of one hundred kilometre.

So we can suppose that indirect effect of global scale connected with the Earth ocean is just the same in all stations.

Ratio /3/ ought to be similar in Freiberg, Brezove Hory and Książ also.

Component N-S	Component E-W
$\frac{N2}{M2} = 0.204$	$\frac{N2}{M2} = 0.192$
$\frac{S2}{M2} = 0.40$	$\frac{S2}{M2} = 0.303$

The values of ratios presented above were found taking into account influence of the following seas: Baltic Sea, the North Sea, the Norway Sea, the Irish Sea, the Adriatic Sea, the Mediterranean Sea and the North-East Atlantic.

The North Sea, Irish Sea and the North-East Atlantic only have great importance because of their activity / absolute value of sea wave M2 /, surface and distance from the observatory station.

It seems that ratio values used in calculations were determined assuming an importance of the North Sea less than a real one.

Comparison of coefficients  $\gamma$  of indirect effect and coefficients I of M2 wave assigned in stations: Freiberg, Brezove Hory and Książ is presented in table I.

Table I

Station	Freiberg	Brezove Hory	Książ	Freiberg	Brezove Hory	Książ
	Component N-S			Component E-W		
<b>Solution</b>	<b>The values of coefficients <math>\gamma</math></b>					
M2/N2	0.665	0.765	0.563	0.745	-----	0.679
	-----	-----	0.706	-----	-----	-----
M2/S2	-----	-----	0.718	-----	0.667	-----
	-----	-----	0.559	-----	-----	-----
S2/N2	-----	0.752	0.557	0.680	0.760	-----
	-----	-----	0.718	0.640	-----	-----
<b>Weight average</b>	0.665	0.761	0.647	0.717	0.683	0.679
<b>Solution</b>	<b>The values of coefficients I of M2 wave in milisecond</b>					
M2/N2	1.44	0.66	0.79	1.33	----	1.16
	----	----	0.59	----	----	----
M2/S2	----	----	0.65	----	0.94	----
	----	----	0.88	----	----	----
S2/N2	----	0.75	0.90	0.98	2.29	----
	----	----	0.63	0.89	----	----
<b>Weight average</b>	1.44	0.69	0.76	1.20	1.17	1.16

Average values statement of shift phases of indirect effect connected with M2,N2,S2 waves for three stations are contained in table II.

Table II

Wave	Component E-W			Component N-S		
	M2	N2	S2	M2	N2	S2
Freiberg	184.0	-48.0	-----	140.0	106.0	-----
Brezove Hory	41.0	-90.0	-21.0	185.0	4.0	224.0
Książ	-50.5	-24.2	-----	-32.9	-21.9	-21.5

Results presented in tables I and II indicate the great differences between the stations: Freiberg, Brezove Hory and Książ.

In the station Książ there are double physical solutions for the component N-S of all waves combinations.

This suggests that for the component N-S indirect effect is very little perturbed as Książ station would be a coast station.

For Freiberg station only one physical solution for N-S component for M2/N2 combination was found. Single solutions for M2/N2 and S2/N2 combination were found in Brezove Hory but mean value of factor is different by 0.1 in relation to the other stations.

Inverse situation exists for E-W component. In Książ station only one physical solution for M2/N2 combination was found while in Freiberg there were three solution for M2/N2, S2/N2 and S2/N2 combinations. Two combinations M2/S2 and S2/N2 are physical in Brezove Hory. A particularly essential difference between components occurs in Książ.

For in the Książ there are six physical solutions for N-S component we suppose that indirect effect is little disturbed in this direction, inversly to E-W component disturbed very much.

Comparing weight average of coefficients  $\gamma$  we can see that for the component N-S similar values were obtained in Freiberg and Książ / difference 0.02 / whereas value of  $\gamma$  in Brezove Hory for this component is greate by 0.1 from the others. For the component E-W similar values of coefficient  $\gamma$  are in Brezove Hory and Książ / difference 0.004 /. In Freibereg value of  $\gamma$  for this component differs by 0.03 from the others. A good agreement was obtained between values of coefficient I of the component E-W, the value of which is 1.18 msec. on the average and a greater difference of about 0.04 msec. is between Freiberg and Książ. This result indicates to a similar in intensity influence of a sea on tilting observations in all stations for the component E-W. Results obtained for the component N-S are different. In Brezove Hory and Książ the indirect effect amplitude is much more less for this component whereas in Freiberg amplitudes of both components are similar. The resirual ellipsoid obtained in Książ is distinctly prolate towards SW-NE. It is great axis is about ten times greater than the small axis and is 1.15 msec. / Fig.1 /.

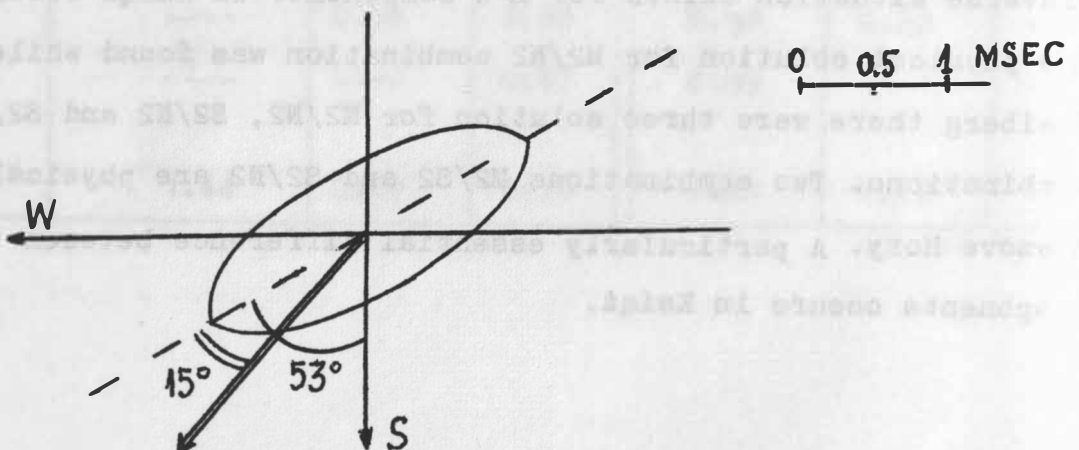


Fig.1



In Figure 1 the arrow shows the direction of vertical variation connected with the indirect effect at the moment when on the North and Irish Sea the tide of sea wave M2 is maximal. Delay of the maximal vertical variatio in Książ is about  $15^{\circ}$  in relation to the maximal sea tide on the shelf. This small difference of maxima shift can indicate to the essential role of the North Sea of the indirect effect in the area of Europe, the whole area of the sea being in the continental shelf. Other important factors influencing the indirect effect are main tectonic elements nearby observatio stations / Fig.2/.

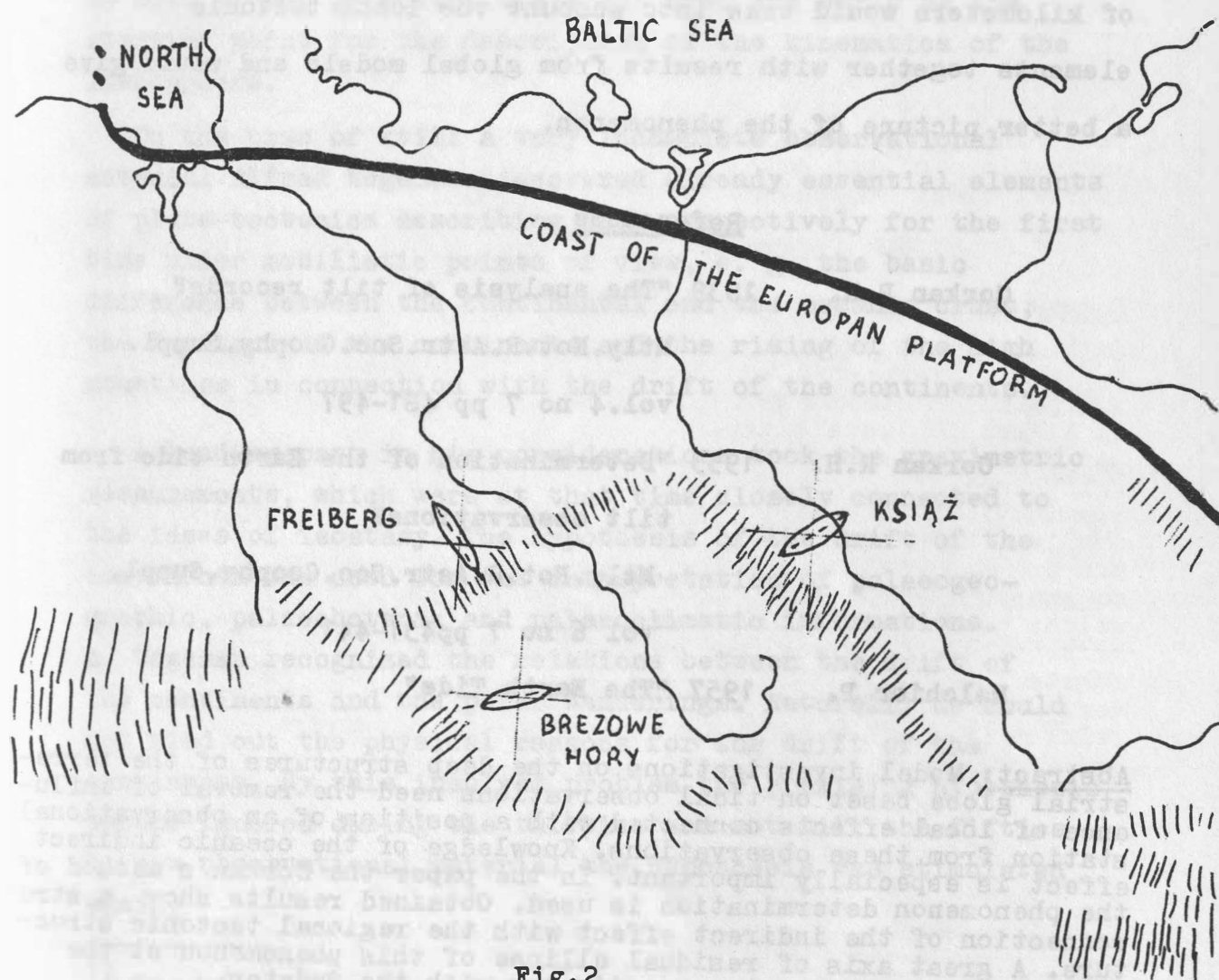


Fig.2

In Fig.2 we can see a distinct connection between shapes and places of residual ellipses of all three stations and near mountain ranges being main tectonic elements of the Earth's crust near the stations. Using in calculation of the indirect effect elastic models of the Earth glob the scale of which makes introduction of local tectonic elements impossible it is probable that the error of determination of this phenomenon would be not less than 1 msec. Thus it seems necessary to construct elastic models which, having the scale of the order of thousands of kilometers would take into account the local tectonic elements together with results from global models and would give a better picture of the phenomenon.

#### References

- Corkan R.H. 1939 "The analysis of tilt records?"  
Mtly.Not.R.Astr.Soc.Geophy.Suppl.  
vol.4 no 7 pp 481-497
- Corkan R.H. 1953 "Determination of the Earth tide from  
tilt observations?"  
Mtly.Not.R.Astr.Soc.Geophy.Suppl.  
vol 6 no 7 pp431-441
- Melchior P. 1957 "The Earth Tide"

Abstract: Model investigations on the deep structures of the terrestrial globe based on tidal observations need the removal of influence of local effects connected with a position of an observational station from these observations. Knowledge of the oceanic indirect effect is especially important. In the paper the Corkan's method of the phenomenon determination is used. Obtained results show: a strong connection of the indirect effect with the regional tectonic structure. A great axis of residual ellipse of this phenomenon at the Ksiaz station is almost perpendicular with the Sudetes.

## THE CONTRIBUTION OF ALFRED WEGENER TO GEODYNAMICS 1)

H. Kautzleben, Potsdam

In 1980 we keep the hundredth anniversary of the birth and the fiftieth anniversary of the death of Alfred Wegener, who as the first in January 1912 in Frankfort/Main and Marburg respectively stated in his lectures the hypothesis of the drift of the continents. Half a century later with astonishing small modifications this hypothesis was combined with that of ocean-floor-spreading, from what was developed the hypothesis of plate-tectonics, which nowadays is used by most of the geoscientists all over the world as the starting point for the description of the kinematics of the lithosphere.

On the base of still a very incomplete observational material Alfred Wegener discovered already essential elements of plate-tectonics describing them respectively for the first time under mobilistic points of view, e. g. the basic difference between the continental and the oceanic crust, the fracture of the continents and the rising of the high mountains in connection with the drift of the continents.

A leading part in his considerations took the gravimetric measurements, which were at that time closely connected to the ideas of isostasy. The hypothesis of the drift of the continents was used for the interpretation of palaeogeographic, palaeobotanic and palaeoclimatic informations. A. Wegener recognized the relations between the drift of the continents and the polar wanderings. Naturally he could not find out the physical reasons for the drift of the continents. By this insolved problem the promising hypothesis became ignored during the thirties and not till the fifties by new observational material the hypothesis was stimulated again.

---

1) Erschienen in: Vermessungstechnik, Berlin 28(1980)11, S.377-378 und Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig 89(1981)5, S. 353 - 356

Latynina, L. A.; Karmaleeva, R. M.; Harwardt, H.; Simon, D.

Über die Ergebnisse von Strainmetervergleichsregistrierungen  
in Tiefenort

abstract

Two strainmeters of different type installed in the same azimuth East-West at a distance of five meters of each other are operating simultaneously since 1978 at the Earth tide station of Tiefenort. The first instrument, a 25.7 m quartz tube strainmeter with a fotoelectric transducer, was constructed by L. A. Latynina. The second one, a 25.0 m wire strainmeter with an inductive transducer, was designed by H. Harwardt. The recordings of both the instruments gave rise to some constructional and methodical modifications to improve the tidal results and the informations on long periodic ground deformations. Due to the improved accuracy of the strainmeter data and the favourable geographical position of the Tiefenort station promising estimations of the ocean tide effects on the diurnal and semi-diurnal tidal constituents were possible.

Zusammenfassung

Seit dem Jahre 1978 registrieren an der Erdzeitenstation Tiefenort zwei Strainmeter von unterschiedlicher Bauart gleichzeitig und parallel zueinander. Sie wurden 5 Meter voneinander entfernt im Azimut EW installiert. Das erste Instrument - ein 25.7 m langes Quarzstangenstrainmeter mit fotoelektrischem Transducer - wurde von L. A. Latynina konstruiert. Das zweite - ein 25.0 m langes Drahtstrainmeter mit induktivem Meßwertabgriff - hat H. Harwardt entwickelt. Aus den Registrierungen der beiden Instrumente konnten Anregungen zu konstruktiven und methodischen Verbesserungen gewonnen werden, welche zu Genauigkeitsverbesserungen bei der Beobachtung der Gezeitenparameter sowie der langperiodischen Bodendeformationen führten. Darüberhinaus ermöglichten diese Genauigkeitsverbesserungen sowie die günstige geografische Lage der Station Tiefenort auch relativ genaue Abschätzungen der Meereszeitenwirkungen mit halb- und ganztägigen Perioden.

---

L. A. LATYNINA	Institut für Physik der Erde
R. M. KARMALEEVA	SSSR - Moskva, Bolschaja Gruzinskaja 10
H. HARWARDT	Zentralinstitut für Physik der Erde
D. SIMON	DDR- 1500 Potsdam, Telegrafenberg A 17

## 1. Ziel der Vergleichsregistrierungen

Im Rahmen der KAPG wurden auf der geophysikalischen Untertagestation Tiefenort des Zentralinstitutes für Physik der Erde der Akademie der Wissenschaften der DDR Parallelregistrierungen von Strainmetern unterschiedlicher Bauart durchgeführt. Zum Einsatz kamen ein Invardrahtstrainmeter mit induktivem Transducer aus der DDR und ein sowjetisches Quarzstangengerät mit fotooptischen und fotoelektrischen Meßwertabgriffen, das in den letzten Registriermonaten ebenfalls noch mit einem induktiven Meßwertgeber ausgerüstet wurde. Ziel dieser Beobachtungen war es, mit Hilfe der sich gegenseitig kontrollierenden Instrumente unterschiedlicher Bauart sowohl geophysikalische Informationen über Langzeitdeformationen des Gebirges als auch über die gezeitenbedingten Krustendeformationen zu erhalten. Darüber hinaus sollten aus dem Gerätevergleich Anregungen zu konstruktiven und methodischen Verbesserungen gewonnen werden.

## 2. Vergleich der Nullpunktsgänge der Parallelinstrumente

Auf dem Territorium der Sowjetunion werden die oben genannten Quarzstangeninstrumente in erster Linie zur meßtechnischen Erfassung der im Instrumentengang enthaltenen sogenannten langsamen Deformationen eingesetzt. Diese Langzeiteffekte erreichen in seismisch aktiven Gebieten jährliche Beträge bis zu  $10^{-5}$ . Im Salzbergwerk Tiefenort werden geringere Jahresgänge der langsamen Deformationen beobachtet. Das ist der Abb. 1 zu entnehmen, die die Nullpunktsgänge der beiden in Tiefenort registrierenden Parallelinstrumente enthält. Die genannten Strainmeter registrieren 5 m voneinander entfernt beide im Azimut EW.

Im Diagramm sind die relativen Abstandsänderungen zwischen den Endbolzen des Drahtinstrumentes (Draht) und denen des Quarzstangenstrainmeters (Stange) in den dimensionslosen Einheiten  $10^{-8}$  für die Zeit von Januar 1978 bis Februar 1979 aufgetragen. Aus der Darstellung geht hervor, daß im Laufe eines Jahres von beiden Instrumenten keine größeren relativen Abstandsänderungen als  $5 \times 10^{-7}$  aufgezeichnet wurden. Das entspricht bei einer Länge des Drahtinstrumentes von  $L = 25 \text{ m}$  einer Abstandsänderung von  $L = 1,25 \times 10^{-5} \text{ m}$ .

Die Abweichungen zwischen den Gangkurven der beiden Strainmeter

weisen auf gerätebedingte Verfälschungen hin. So wird angenommen, daß der etwa um den Faktor 5 größere Gang des Drahtinstrumentes elektronisch bedingt ist. Als Hauptursache wird die noch unbefriedigende Nullpunktstabilität des verwendeten Meßverstärkers N 2 301 angesehen. Um zu einer genaueren Aussage zu kommen, werden gegenwärtig die zwischen den Endbolzen des Stangenstrainmeters auftretenden Abstandsänderungen simultan einmal mit und einmal ohne elektronischen Verstärker registriert (induktiver bzw. fotooptischer Meßwertabgriff). Über das Ergebnis dieses Versuches kann z. Z. leider noch nicht berichtet werden, da derartige Parallelregistrierungen notwendigerweise über einen längeren Zeitraum hinweg laufen müssen.

### 3. Die verwendeten Eichmethoden

Zur Eichung des von H. HARWARDT entwickelten Drahtstrainmeters wird bei niedriger Verstärkerstufe mit einer Mikrometerschraube eine definierte Längenänderung erzeugt und der Eichwert im Rahmen der Verstärker Genauigkeit auf höhere Stufen übertragen. HARWARDT schätzt die auf diese Weise erreichbare absolute Eichgenauigkeit der Strainmeterbeobachtungen mit dem Drahtinstrument auf etwa  $\pm 5\%$ . Zur fortlaufenden Erfassung der zeitlichen Änderungen der Eichwerte dient eine magnetostriktive Kalibriervorrichtung. Einmal täglich wird mit ihrer Hilfe auf dem Registrierstreifen ein Eichimpuls von etwa  $50 \text{ mm} \cong 0.4 \mu\text{m}$  erzeugt, der sich mit einer relativen Genauigkeit von etwa  $\pm 1\%$  (bei digitaler Registrierung  $\pm 0.2\%$ ) ausmessen läßt. Die im Laufe eines Beobachtungsjahres festgestellten relativen Änderungen der Eichwerte betragen bei allen in Tiefenort registrierenden Drahtstrainmetern nicht mehr als 3 - 4 %.

Das von L. A. LATYNINA konstruierte Stangenstrainmeter wird mit Hilfe des direkten fotooptischen Meßwertabgriffes geeicht. In Abb. 2 ist das Prinzip dieser Beobachtungsmethode zu sehen. Ein zylindrischer Rollkörper liegt dabei auf einer horizontalen Platte unter dem freien Ende des Stangenstrainmeters so nahe an der Quarzstange, daß er von ihr bewegt werden kann. Am zylindrischen Röllchen von 0.48 mm Durchmesser ist ein kleiner Spiegel befestigt. Verschiebt sich nun die Quarzstange relativ zur Grundplatte, beispielsweise infolge einer kurzzeitigen Längenänderung des magnetostriktiven Eichgebers, der zwischen dem Endbolzen und der Quarzstange am festen

Ende des Strainmeters angebracht ist, so dreht sich das Röllchen und damit auch der Spiegel. Über einen etwa 1.5 m langen Lichtzeiger wird diese Bewegung vergrößert und fotografisch aufgezeichnet. Der mit Hilfe der magnetostriktiven Kalibriervorrichtung erzeugte Eichimpuls beträgt normalerweise etwa  $0.2 \mu\text{m} \approx 1 \text{ mm}$  auf dem Registrierstreifen des direkten fotooptischen Abgriffes. Er ermöglicht damit eine Genauigkeit der Absoluteichung von etwa  $\pm 10 \%$ . Der Eichimpuls erscheint mit größerer Amplitude (20 - 30 mm) noch einmal auf den Registrierstreifen des stärker auflösenden fotoelektrischen Abgriffes und wird hier zur fortlaufenden Erfassung der zeitlichen Änderungen der Eichwerte benutzt. Die Kalibrierung erfolgt zweimal täglich. Dabei lassen sich die relativen Änderungen der Eichwerte etwa auf 1 - 2 % genau bestimmen. Im Gegensatz zu den Eichwerten des Drahtstrainmeters ändern sich die Eichfaktoren der fotoelektrischen Gezeitenregistrierungen des Stangengerätes relativ stark. So werden normalerweise im Laufe von 4 Wochen nach erfolgter Neujustierung der Optik des fotoelektrischen Meßsystems Verminderungen der Eichwerte um 10 - 20 % beobachtet. Dieser Effekt wird wahrscheinlich durch Nichtlinearitäten der verwendeten Fotozellen sowie durch Helligkeitsschwankungen der Fotozellenbeleuchtung verursacht.

#### 4. Vergleich der Beobachtungsergebnisse der beiden Parallelinstrumente

Die unterschiedliche Stabilität der Eichwerte der beiden Vergleichsinstrumente beeinflusst in starkem Maße die Reproduzierbarkeit der erhaltenen Beobachtungsergebnisse. Das läßt sich leicht anhand der folgenden Tabellen 1a und b zeigen, die jeweils die Ergebnisse von 6 unabhängigen Monatsanalysen der Meßreihen des Draht- und Stangenstrainmeters enthalten.

Aus der Zusammenstellung geht hervor, daß die vektoriellen Mittelwerte der harmonischen Konstanten im Falle der größeren Tiden relativ gut übereinstimmen. Diese Übereinstimmung kam möglicherweise nur zufällig zustande, denn die Meßergebnisse können ja nicht genauer sein als die verwendeten Methoden zur Absoluteichung der beiden Instrumente ( $\pm 5 \%$  bzw.  $\pm 10 \%$ ). Die Tabellen zeigen ferner, daß die Amplituden- und Phasenschwankungen der aus den fotoelektrischen Registrierungen des Quarzstangengerätes berechneten Gezeitenparameter erheblich größer sind als beim induktiv registrierenden Drahtstrainmeter. Ähnlich starke Schwankungen der entsprechenden Gezeiten-

parameter findet man übrigens auch in den Beobachtungsergebnissen der sowjetischen Strainmeterstation Protvino bei Moskau, die ebenfalls in einer geodynamisch ruhigen Zone (auf der russischen Plattform) liegt und mit den Stangenstrainmetern mit fotoelektrischen Abgriff ausgerüstet ist (s. Tab. 2 aus KARMALEVA u. a. /1980/). Auf dieser Station wurden übrigens im Azimut EW ebenso kleine  $M_2$ -Wellen erhalten wie in Tiefenort. Für die Bestimmung solcher  $M_2$ -Wellen mit kleinen Amplituden, die insbesondere zur Untersuchung der unterschiedlichen Meereszeitenwirkungen auf einem transkontinentalen WE-Profil von großem Interesse sein können (SIMON, SCHIROKOW /1980/), ist eine höhere Stabilität der Eichwerte erforderlich.

##### 5. Ergebnisse von beobachtungstechnischen Verbesserungen an den Geräten

Die unbefriedigenden Beobachtungs- und Eichgenauigkeiten der beiden Vergleichsinstrumente regten zu einigen technischen Verbesserungen an, die von SIMON und BAHRT in den Jahren 1979/80 am Stangenstrainmeter und von HARWARDT 1978 am Drahtstrainmeter vorgenommen wurden.

Im Frühjahr 1979 konnte eine erhebliche Verminderung der Schwankungsbreite der Gezeitenparameter durch die nachträgliche Ausrüstung des Stangenstrainmeters mit einem induktiven Meßwertabgriff erreicht werden. Dadurch verringerten sich gleichzeitig auch die zeitlichen Änderungen der Eichwerte auf Jahresbeträge von 3 - 4 ‰. Wir wollen den Effekt in Abb. 3 am Beispiel von zwei Meßreihen zeigen, die mit dem gleichen Instrument einmal fotoelektrisch und einmal induktiv gemessen wurden. Die Registrierungen erfolgten zeitlich nacheinander. In beiden Fällen wurden die Gezeitenparameter durch gleitende Monatsanalysen nach der Methode von PERTZEV ermittelt. Das Diagramm zeigt die Rechenergebnisse von jeweils 32 aufeinanderfolgenden Monatsanalysen für die Welle  $O_1$ . Auf der rechten Seite der Abbildung sind die Schwankungsbreiten der entsprechenden Amplituden- und Phasenwerte angegeben. Der Darstellung ist zu entnehmen, daß sich durch die Verwendung des induktiven Meßwertabgriffes anstelle des fotoelektrischen die Schwankungen der Gezeitenparameter etwa um den Faktor 2 verringert haben. Eine ähnliche Stabilisierung der Analysenergebnisse ist auch im Falle der anderen Gezeitenwellen zu



beobachten (s. Tab. 3 und 4).

Im Januar 1980 wurde eine erhebliche Verbesserung der absoluten Eichgenauigkeit des Tiefenorter Stangenstrainmeters durch die Vergrößerung des Lichtweges der direkten fotooptischen Registrierung von bisher 1.5 m auf 15.0 m erreicht. Dadurch konnte die absolute Eichgenauigkeit des Gerätes von bisher 10 - 20 ‰ auf 1 - 2 ‰ gesteigert werden. Es war jedoch nicht möglich, die Ergebnisse der neuen genaueren Absoluteichungen auf die früher erhaltenen Beobachtungsergebnisse zu übertragen. Denn in der Zwischenzeit waren am Stangenstrainmeter eine Reihe von Eingriffen und Änderungen erforderlich. So mußte eine zu spät entdeckte Schrägstellung der Stange korrigiert und ein Rohrstück in der Mitte des Strainmeters ausgewechselt werden, weil an einem Flansch ein kleiner Sprung im Quarzrohr festgestellt worden war. Um mit der verbesserten Beobachtungsgenauigkeit nunmehr genauere Aussagen über die Gezeitendeformationen in Tiefenort machen zu können, müssen daher neue Meßreihen abgewartet werden.

Die ersten Registrierungen des Stangenstrainmeters in Tiefenort zeigten, daß dieses Gerät trotz fehlender Hermetisierung zunächst weniger stark auf Temperatureffekte reagierte als das gekapselte Drahtinstrument. Hierfür ist offenbar die größere Masse des Längennormals (Quarzrohr) und seine infolgedessen auch größere Wärmekapazität verantwortlich. Diese Feststellung veranlaßte HARWARDT 1978 zu einer besseren thermischen Abschirmung des Drahtstrainmeters. Sie besteht aus einem etwa 4 cm starken Pyacryl-Mantel und bewirkt eine Verminderung der Temperaturstörungen um den Faktor 3. Im Bereiche der Erdgezeitenstation Tiefenort treten jedoch nur sehr kleine halb- und ganztägige Temperaturwellen mit Amplituden  $< 0,01^{\circ} \text{C}$  auf. Daher werden die entsprechenden Gezeitenwellen nur wenig durch thermische Effekte gestört. Das zeigen die erwartungsgemäß kleinen  $S_2$ -Wellen in den Tabellen 1, 3 und 4.

#### 6. Einschätzung der Ergebnisse der Strainmetervergleichsregistrierungen in Tiefenort und Vorschläge zur weiteren Verbesserung der Beobachtungsgenauigkeit

Die Parallelregistrierungen der beiden Strainmetertypen an der Station Tiefenort haben ergeben, daß zur Erfassung der Langzeitdeformationen fotooptische bzw. fotoelektrische Meßwertabgriffe

und zur Bestimmung der Gezeitendeformationen und anderer periodischer Effekte induktive Meßwertabgriffe bessere Resultate liefern. Aus diesen Gründen werden wir in Zukunft unsere Geräte mit je einem induktiven Transducer und einer direkten fotooptischen Registrier-einrichtung ausrüsten, weil die letztere ohne elektrischen Verstärker auskommt.

Für genauere Untersuchungen der Gezeitenwirkungen und Belastungseffekte ist die Genauigkeit der Absoluteichung von beiden Gerätetypen (5 % bzw. 1 - 2 % im Falle des Tiefenort-Strainmeters) noch nicht ausreichend. Zur Bestimmung der LOVE'schen und SHIDA-schen Zahlen sowie zur Verfolgung der Meeresgezeitenwirkungen auf einem transkontinentalen Profil ist eine Beobachtungsgenauigkeit der Hauptwellen von wenigen Promille erforderlich. Die entsprechende Eichgenauigkeit könnte mit Hilfe der laserinterferrometrischen Verfahren erreicht werden. Dabei kann entweder direkt (Drahtstrainmeter) oder indirekt geeicht werden mit Hilfe der von VERBAANDERT /1959/ entwickelten und von SKALSKY /1979/ verbesserten Crapaudine dilatation. Infolge der geringen zeitlichen Änderungen der Eichwerte bei Verwendung des induktiven Meßwertabgriffes würde es auch genügen, die bisherige Methode der magnetostruktiven Kalibrierung beizubehalten und die erhaltenen Eichwerte in größeren zeitlichen Abständen durch laserinterferrometrische Messungen an die Ergebnisse von Absoluteichungen anzuschließen.

Mittels digitaler Registrierung der Gezeitenvariationen anstelle der bisher üblichen Analogregistrierung läßt sich andererseits die Genauigkeit der Ordinatangewinnung noch etwa um den Faktor 10 erhöhen. Außerdem wird dadurch eine höhere Zeitgenauigkeit erreicht und damit die Genauigkeit der Phasenbestimmung weiter verbessert. In Tiefenort werden diese Verfahren zunächst an den Drahtstrainmetern erprobt, die bereits für die LASER-Eichung vorbereitet sind und mehrere Monate digital registriert haben.

## 7. Zur Interpretation der erhaltenen Beobachtungsergebnisse

Um aus den Beobachtungswerten der Strainmeter Informationen über die elastischen Eigenschaften der Erdkruste abzuleiten, wird gewöhnlich das elastische Modell von LOVE für eine kugelförmig angenommene Erde benutzt. Bei der Interpretation der Meßergebnisse

ist jedoch zu beachten, daß die Verteilung der gezeitenbedingten Deformationen an der Erdoberfläche in komplizierter Weise von Inhomogenitäten der Kruste, vom Relief und von der Form der unterirdischen Hohlräume abhängt, in denen die Beobachtungen stattfinden. Die Bestimmung der elastischen Krustenparameter  $h$  und  $l$  wird ferner durch den verfälschenden Einfluß der Meeresgezeiten erschwert. Großtektonische Störungen und kleintektonische Brüche (siehe Latynina und andere /1976/, /1978/), Reliefunterschiede und Hohlraumwirkungen (siehe HARRISON /1976/) können Beobachtungsfehler von 20 - 30 % verursachen.

Im Bereiche der Station Tiefenort treten an der Erdoberfläche nur geringe Reliefunterschiede auf. Daher dürften die topografischen Störeffekte relativ klein sein. Untersuchungen zur Bestimmung des Cavity-Effektes mit Neigungsmessern und Strainmetern haben innerhalb des etwa 10 000 m<sup>2</sup> großen Stationsgebietes im Rahmen der Meßgenauigkeit bisher noch keine Hinweise auf derartige Effekte sowie kleintektonische Einflüsse erbracht (Simon /1975/, Harwardt/Simon /1976/). Aus diesen Gründen müßte es möglich sein, aus den Beobachtungsergebnissen von Tiefenort auch regional beziehungsweise großregional geltende Informationen zu gewinnen.

Wegen der Unsicherheit der Ergebnisse der Absoluteichung wollen wir uns in dieser Arbeit auf eine näherungsweise Abschätzung der Meeresgezeitenwirkungen in den Beobachtungsergebnissen der Tiden  $O_1$  und  $M_2$  beschränken. Zu diesem Zwecke haben wir in Tab. 5 die Ergebnisse zweier Langzeitanalysen der EW- und NS-Strainmeter von Tiefenort (Drahtinstrumente) für die genannten Hauptwellen zusammengestellt. Die Analysen wurden von Meßreihen zweier verschiedener Zeitabschnitte gewonnen, wobei im ersten Falle (NS-Strainmeter) wegen der 1976 noch fehlenden zusätzlichen Wärmeisolation stärkere Fehler auftreten als 1978 (EW-Gerät).

Die kleinen Phasenverschiebungen der ganztägigen Welle  $O_1$  in beiden Azimuten entsprechen den Erwartungen. Sie hängen mit den relativ schwachen tagesperiodischen Meeresgezeiten ( $O_1$ -,  $K_1$ -Perioden) im Atlantik zusammen. Im Falle der halbtägigen Welle  $M_2$  wurden in der EW-Richtung übereinstimmend mit beiden Parallelinstrumenten unterschiedlichen Konstruktionstypes sehr kleine Amplituden und große Phasenverspätungen beobachtet, die im Falle der etwa 25-fach größeren NS-Komponente fehlen.

Nach OZAWA /1958/ lassen sich die in den beiden Meßrichtungen erhaltenen Meereszeitenbeiträge näherungsweise eliminieren, wenn die Flächendivergenz ermittelt wird. Auf diese Weise erhält man in Tabelle 5 für den quasi meereszeitenfreien Flächenstrain mit  $M_2$ -Periode eine Phasenverschiebung von nur noch  $3.7^\circ$ , die um  $2.2^\circ$  kleiner ist als das Analysenresultat der NS-Komponente und dem Erwartungswert von  $\alpha \approx 0^\circ$  relativ nahekommt. Dabei ist zu beachten, daß wegen der doppelten Winkelgeschwindigkeit von  $M_2$  die beispielsweise durch den Uhren-gang verursachten Phasenfehler doppelt so groß sein müssen als im Falle der  $O_1$ -Tide. Die im Azimut EW gemessene  $M_2$ -Welle mit der großen Phasenverspätung  $\alpha_{EW} = -65.5^\circ$  wird demnach in erster Linie durch Meereszeitenwirkungen verursacht.

Herrn Prof. Boulanger, Moskau, und Herrn Prof. Kautzleben, Potsdam, danken wir herzlich für die Anregung zur Durchführung dieser Untersuchungen und für ihr förderndes Interesse am weiteren Verlauf dieser Arbeiten.

#### L I T E R A T U R

HARRISON, J. C., 1976

Cavity and topographic effects in tilt and strain measurements, J. Geophys. Res., 1976, Vol. 81, Nr. 2, p. 319 - 328

HARWARDT, H.; SIMON, D., 1976

Ein druckgekapseltes Drahtstrainmeter für präzise geophysikalische Messungen, 3. Int. Symp. "Geodäsie und Physik der Erde", Weimar, 1976, Proc., p. 511 - 519

KARMALEEVA, R. M.; LATYNINA, L. A.; JEGOROVA, G. A., 1980

Rezultaty nabljudenij za prilivnymi deformacijami zemnoj poverchnosti na stancii Protuino (Russkaja plattform) Aus "Izucenije zemnyh prilivov", Izd. "nauka", Moskva 1980, p. 200 - 206

LATYNINA, L. A. ; KARMALEEVA, R. M., 1976

Ob intenzivnosti luno - solnečnych prilivnych deformacija v različnyh tektoničeskych usłowijach Aus "Sowremennoje dwischenija zemnoj kory", Novosibirsk 1976, p. 136 - 142

LATYNINA, L. A.; SCHISCHKINA, T. P., 1978

Ob intenzivnosti sowremennyh u prilivnych dwischenij w zonje Surchobskowo razloma Izv. AN SSS R, fizika zemli, 1978, Nr. 6, p. 87 - 93

OZAWA, T., 1957

Study on elastic strain of the ground in the earth tides.  
Dis. Prev. Res. Bull., 15 (1957), p. 1 - 36

SIMON, D., 1975

A contribution to the discussion concerning tectonic influences or cavity effects on clinometric tidal parameters IUGG, XVI. General Ass., Grenoble, Interdisc. Symp. 24 "Tidal Interactions, including Earth Tides" 7 p.

SIMON, D.; SCHIROKOW, I. A.; 1980

Der Einfluß der Meereszeiten auf die klinometrischen Gezeitenresultate von Ost- und Westeuropa  
4. Int. Symp. "Geodäsie und Physik der Erde", Karl-Marx-Stadt 1980, Proc.

SKALSKY, L., 1980

Metodičeskaja instrukcija dlja provedenija prilivnyh naklonomernych nabludenij (predvaritel'nij projekt)  
Instrukcija, Tagung der Arbeitsgruppe 3.3.1.7. KAPG, Pribram 1980

VERBAANDERT, J., 1959

Étalonnage des pendules horizontaux par crapaudine dilatable étudiée interférométriquement  
III éme Symp. Mar. Terr., Trieste, proc., 81 - 90

Tab. 1a Station Tiefenort

Drahtstrainmeter EW mit induktivem Meßwertabgriff

Zen- tral- tag	$O_1$		$K_1$		$M_2$		$S_2$	
	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$
30.8.78	76.9	1.7	89.4	-6.4	6.1	-56.1	1.9	-66.3
13.10.78	83.2	0.8	110.9	1.8	5.7	-69.5	3.3	-60.6
12.11.78	78.9	1.6	97.2	3.0	5.5	-63.3	2.6	-35.8
12.12.78	78.9	-1.2	96.6	-0.6	6.8	-64.8	2.5	-65.2
11.1.79	80.0	-1.2	101.9	-0.2	4.4	-67.1	3.7	-39.8
14.2.79	76.9	1.5	89.1	-1.8	5.5	-64.8	3.3	-44.5
vektor. Mittel	79.1	0.5	97.4	-0.5	5.6	-65.9	2.8	-48.3
mittl. qu. Fehler	<u>+1.0</u>	<u>+0.6</u>	<u>+3.3</u>	<u>+1.3</u>	<u>+0.3</u>	<u>+1.8</u>	<u>+0.3</u>	<u>+5.8</u>

Tab. 1 b Station Tiefenort  
Stangenstrainmeter EW mit fotoelektrischem Meßwertabgriff

Zen- tral- tag	$O_1$		$K_1$		$M_2$		$S_2$	
	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$
19.5.78	80.7	2.1	105.9	5.4	6.6	-45.7	6.7	-20.3
11.6.78	80.6	0.1	106.0	6.8	5.7	-48.2	8.0	-11.6
19.7.78	77.3	-3.6	100.0	1.4	9.8	-46.2	7.8	11.8
19.8.78	87.7	0.1	109.4	-4.6	7.2	-58.1	7.0	-13.2
19.9.78	75.9	1.8	85.0	-0.6	4.6	-47.7	5.1	-22.3
19.10.78	76.9	2.0	87.7	3.4	4.3	-47.8	4.8	-22.3
vektor. Mittel	79.8	0.4	98.7	2.0	6.4	-49.0	6.4	-11.6
mittl. qu. Fehler	$\pm 1.8$	$\pm 0.9$	$\pm 4.2$	$\pm 1.7$	$\pm 0.8$	$\pm 1.9$	$\pm 0.6$	$\pm 5.3$

Tab. 2 Station Protvino bei Moskau  
Stangenstrainmeter EW mit fotooptischen (1) und fotoelektrischen (2) Abgriffen

Zen- tral- tag	$M_2$				$O_1$			
	1		2		1		2	
	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$	$A \cdot 10^{-10}$	$\alpha^\circ$
16.5.70	1.0	nicht regu- läre Werte	5.7	nicht regu- läre Werte	40.1	18.5	49.7	-5.0
16.6.	8.0		1.7		58.6	-9.8	42.9	-1.8
16.7.	6.2		5.1		57.6	11.9	49.1	8.0
16.8.	5.1		5.1		56.6	0.6	50.3	2.0
16.9.	5.1		5.7		57.6	3.7	49.1	-2.7
16.10.	8.0		1.7		45.0	11.8	51.4	-8.0
16.11.	4.6		5.7		43.1	4.5	52.6	1.9
16.12.	5.7		4.6		43.7	6.9	52.0	-5.6
16.1.71	5.9		5.1		45.3	10.5	47.4	-5.9
16.2.	2.9		7.4		47.5	0.0	54.8	-3.3
16.3.	6.0		5.0		51.6	6.3	52.3	-5.2
15.4.	-		1.5		-	-	51.7	0.0
Mittel	5.3		4.5		49.7	6.0	50.3	-2.1
m. q. F.	$\pm 0.6$		$\pm 0.5$		$\pm 1.9$	$\pm 2.1$	$\pm 0.9$	$\pm 1.3$

Tab. 3 Station Tiefenort

Quarzstangenstrainmeter EW mit fotoelektrischem Abgriff

Zen- tral- tag	$O_1$		$K_1$		$M_2$		$S_2$	
	$A \cdot 10^{-10} \mu^{\circ}$	$\alpha^{\circ}$	$A \cdot 10^{-10} \mu^{\circ}$	$\alpha^{\circ}$	$A \cdot 10^{-10} \mu^{\circ}$	$\alpha^{\circ}$	$A \cdot 10^{-10} \mu^{\circ}$	$\alpha^{\circ}$
16.7.78	76.1	-2.3	99.3	2.1	9.3	-40.7	8.6	14.3
17.	75.9	-2.5	99.3	1.7	9.1	-42.7	8.2	14.6
18.	76.7	-3.9	99.8	1.6	9.1	-46.0	8.1	14.2
19.	77.6	-3.8	100.5	1.4	9.7	-47.9	8.0	12.0
20.	78.1	-4.2	100.5	1.1	10.4	-50.4	7.6	9.7
21.	78.2	-3.9	100.2	0.9	10.7	-50.1	7.0	8.4
22.	78.7	-4.5	100.1	0.8	10.6	-45.9	6.8	9.2
23.	78.8	-4.5	99.9	0.6	9.8	-44.4	6.6	12.2
24.	80.0	-4.6	100.1	0.4	9.1	-44.4	6.6	13.2
25.	80.1	-4.0	99.8	0.1	8.0	-48.1	6.9	15.1
26.	81.1	-3.1	99.9	0.0	8.1	-51.9	7.1	12.7
27.	79.6	-2.4	100.1	-0.5	8.6	-53.1	7.1	11.9
28.	78.9	-1.7	99.9	-0.8	9.2	-53.2	7.3	10.9
29.	78.2	-2.4	99.7	-1.1	8.9	-51.9	7.4	7.1
30.	77.5	-2.5	99.6	-1.1	8.6	-48.0	7.4	4.0
31.	78.4	-3.1	99.7	-1.3	8.4	-48.2	7.5	3.3
1.8.78	78.4	-2.5	100.0	-1.3	7.7	-48.3	7.5	3.4
2.	78.7	-2.8	99.6	-1.5	7.6	-52.7	7.2	1.7
3.	77.6	-2.8	99.6	-1.3	7.4	-57.5	7.0	2.1
4.	78.1	-3.1	99.6	-1.5	7.9	-60.9	6.6	2.8
5.	78.2	-3.3	99.9	-1.5	8.0	-59.8	6.4	5.5
6.	78.7	-2.7	100.2	-1.5	8.3	-52.7	6.5	6.0
7.	79.3	-2.3	100.3	-2.0	8.5	-48.3	6.2	3.1
8.	79.6	-1.1	100.1	-2.3	7.9	-42.9	6.2	1.3
9.	79.7	0.8	100.0	-2.8	6.7	-43.0	6.3	-0.5
10.	79.0	-0.3	99.9	-3.2	8.9	-51.9	6.4	-1.4
11.	78.8	-0.3	100.5	-3.3	5.9	-63.6	6.9	-1.9
12.	78.3	-0.2	100.5	-3.6	7.3	-66.9	6.8	-2.2
13.	78.2	-0.2	100.7	-3.5	8.3	-58.8	7.0	-4.2
14.	78.7	-1.6	101.7	-3.4	7.6	-48.6	6.5	-6.6
15.	81.5	-1.9	103.9	-3.3	7.0	-47.9	6.8	-9.1
16.	83.9	-1.8	105.3	-3.4	5.8	-53.7	6.8	-12.6
Mittel	78.7	-2.6	100.3	-1.1	8.3	-50.4	7.0	6.6
einf. m. Fehler	0.068	0.065	0.069	0.806	0.103	0.363	0.040	1.57

Tab. 4 Station Tiefenort

Quarzstangenstrainmeter EW mit induktivem Abgriff

Zen- tral- tag	$O_1$		$K_1$		$M_2$		$S_2$	
	$A \cdot 10^{-10} \text{æ}^0$		$A \cdot 10^{-10} \text{æ}^0$		$A \cdot 10^{-10} \text{æ}^0$		$A \cdot 10^{-10} \text{æ}^0$	
5.6.79	81.0	1.1	98.5	3.7	5.4	-63.5	4.2	- 5.9
6.	80.4	1.0	98.7	3.7	6.5	-60.7	4.4	- 1.3
7.	79.7	0.6	98.6	3.5	6.7	-54.5	4.2	2.1
8.	79.5	0.3	98.7	3.3	6.4	-53.1	4.2	- 2.8
9.	79.8	0.1	99.1	3.3	5.4	-49.3	3.7	3.5
10.	79.7	0.1	99.1	3.1	4.9	-54.4	3.7	6.2
11.	79.2	-0.1	99.0	3.1	5.0	-62.2	3.5	4.8
12.	79.4	-0.5	99.2	3.0	5.4	-59.0	3.8	1.5
13.	80.1	-0.7	99.3	2.9	5.7	-57.5	3.9	- 0.9
14.	81.1	-0.9	99.5	2.6	5.7	-54.3	3.9	- 0.7
15.	81.3	-0.1	99.6	2.5	5.3	-49.4	4.1	- 4.7
16.	81.3	0.2	99.9	2.4	5.0	-50.1	4.2	- 4.7
17.	81.5	0.8	100.0	2.1	5.3	-55.4	4.4	0.5
18.	81.5	1.0	99.9	1.8	5.7	-56.8	4.5	4.3
19.	81.3	1.0	99.9	1.8	5.7	-51.4	4.2	5.2
20.	81.4	1.4	99.9	1.6	5.6	-45.0	4.1	8.5
21.	81.0	1.3	100.0	1.6	5.1	-48.0	4.1	7.1
22.	80.9	1.3	99.9	1.6	5.0	-54.0	4.2	7.5
23.	80.5	1.0	100.0	1.6	5.5	-58.4	4.2	4.7
24.	80.0	0.5	99.9	1.2	5.6	-57.8	4.2	7.3
25.	80.5	0.2	99.8	1.3	6.2	-58.8	4.1	3.3
26.	80.0	0.1	99.9	1.2	6.4	-52.3	4.0	4.2
27.	80.7	0.3	100.1	1.1	5.9	-46.3	4.1	4.6
28.	80.5	0.1	100.2	1.1	5.5	-49.0	4.0	6.4
29.	81.0	0.3	100.3	1.0	5.0	-51.1	4.2	3.4
30.	81.4	0.3	100.4	0.9	5.2	-59.5	4.2	10.0
1.7.79	80.7	0.7	100.5	1.0	5.7	-61.3	4.1	10.9
2.	81.3	0.6	100.4	0.8	6.2	-57.4	4.0	11.6
3.	81.0	0.9	100.2	0.6	6.5	-52.3	3.9	13.6
4.	80.9	1.1	100.1	0.5	5.8	-46.2	3.6	10.7
5.	80.7	2.0	99.8	0.2	5.2	-48.2	3.8	9.4
6.	80.1	2.2	99.4	-0.1	5.5	-54.7	4.3	9.7
Mittel	80.6	0.6	99.7	1.9	5.6	-54.2	4.0	4.2
einf. m. Fehler	0.025	0.031	0.043	0.025	0.037	0.078	0.062	0.143



Tab. 5 Analysenresultate von Strainregistrierungen an der Station Tiefenort (Drahtstrainmeter)

NS: 188 Beobachtungstage (1976), ohne Piacrylmantel

EW: 220 Beobachtungstage (1978), mit Piacrylmantel

Tide  $O_1$ :

$$\text{NS: } e_{\theta\theta} = (46.2 \pm 0.9) \cdot 10^{-10} \cos (\tau - s + 1.2^\circ \pm 1.8^\circ)$$

$$\text{EW: } e_{\lambda\lambda} = (76.5 \pm 0.9) \cdot 10^{-10} \cos (\tau - s + 0.9^\circ \pm 0.7^\circ)$$

Flächenstrain:

$$\mathcal{E}(O_1) = e_{\theta\theta} + e_{\lambda\lambda} = 122.7 \cdot 10^{-10} \cos (\tau - s + 1.0^\circ)$$

Tide  $M_2$ :

$$\text{NS: } e_{\theta\theta} = (126.0 \pm 2.3) \cdot 10^{-10} \cos (2\tau + 5.9^\circ \pm 0.9^\circ)$$

$$\text{EW: } e_{\lambda\lambda} = (5.2 \pm 0.3) \cdot 10^{-10} \cos (2\tau - 65.5^\circ \pm 3.1^\circ)$$

Flächenstrain:

$$\mathcal{E}(M_2) = e_{\theta\theta} + e_{\lambda\lambda} = 127.7 \cdot 10^{-10} \cos (2\tau + 3.7^\circ)$$

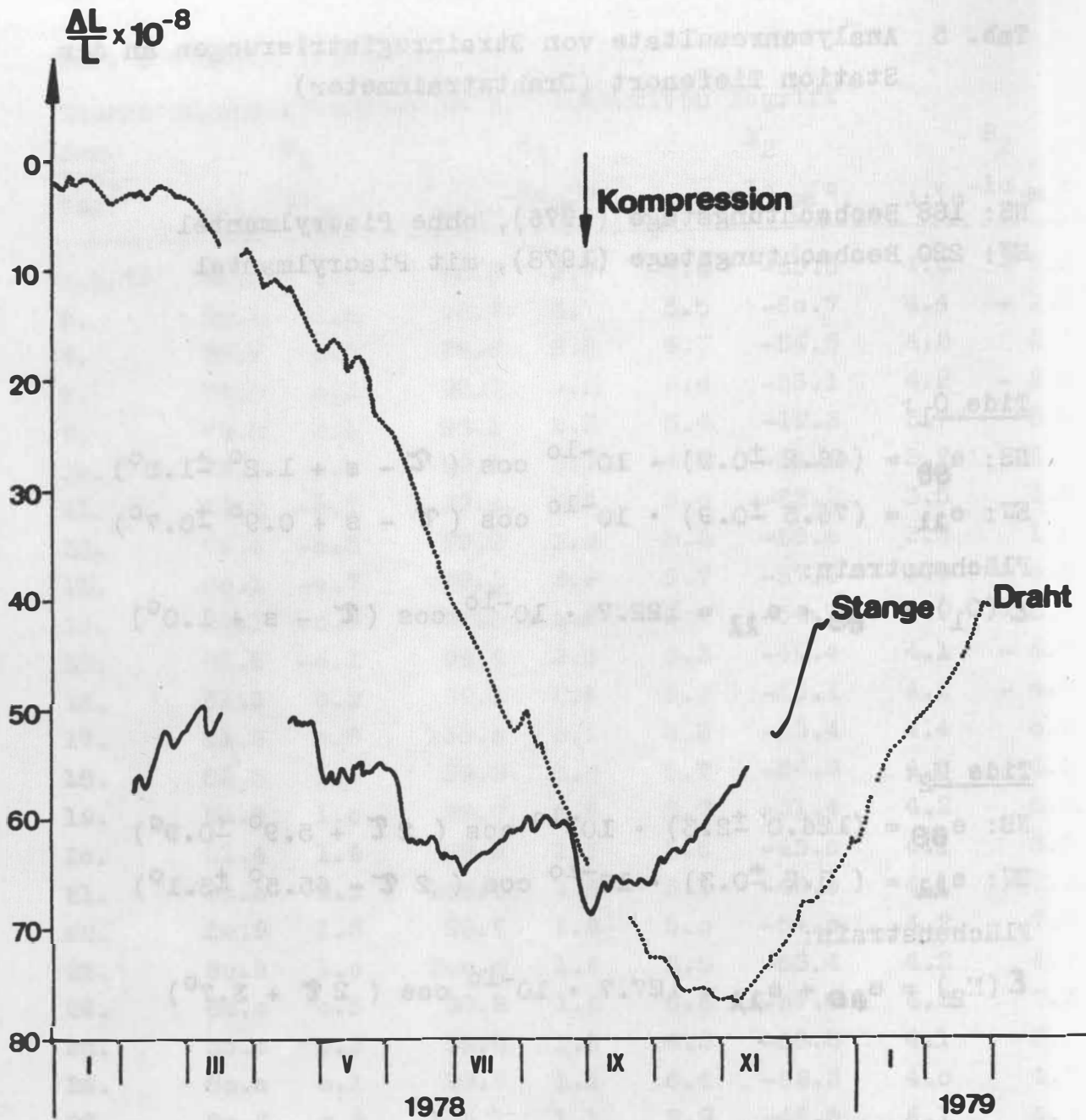
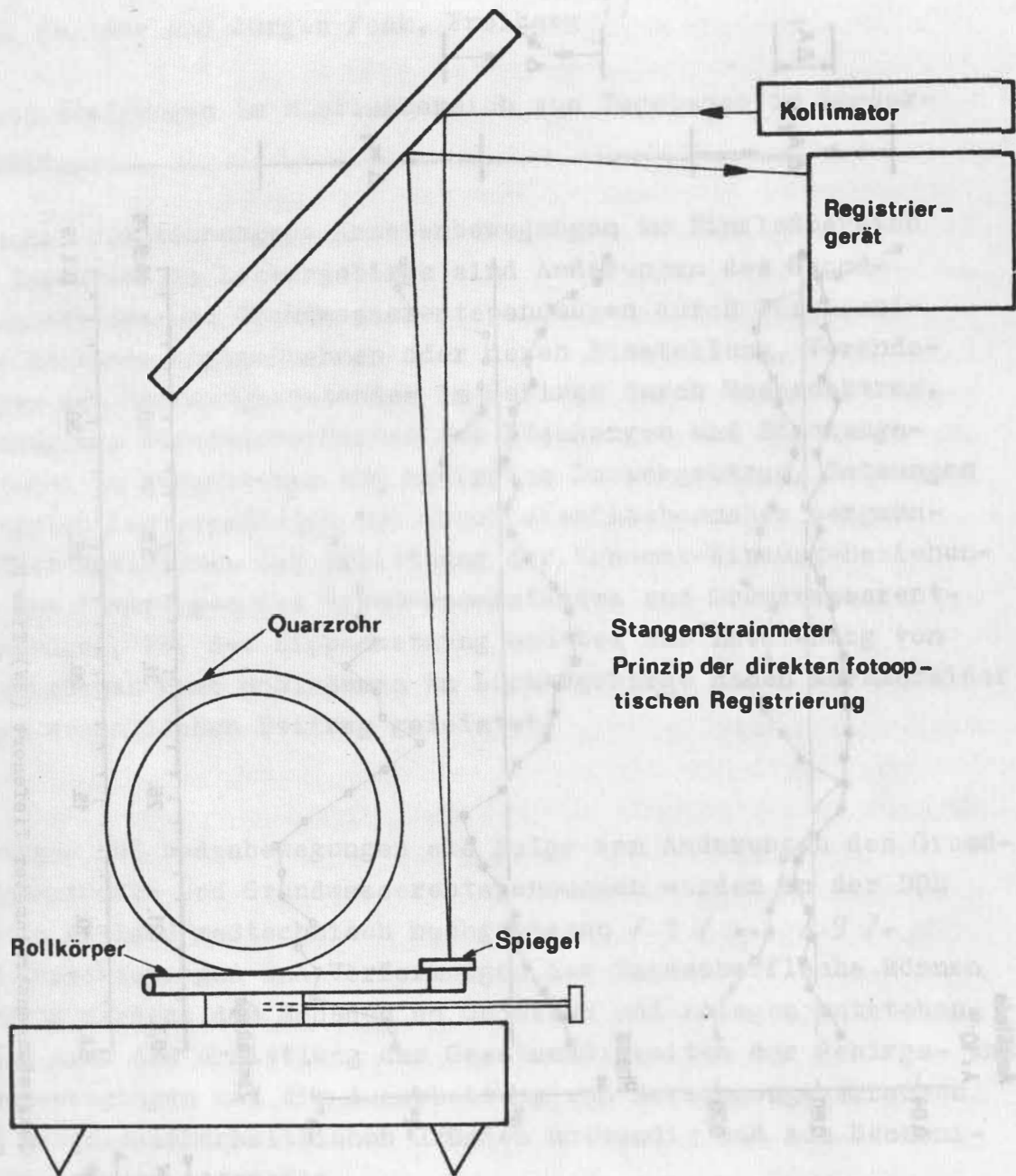


Abb. 1 Station Tiefenort

Darstellung der Nullpunktsgänge des EW-Drahtstrainmeters (Draht) und des EW-Stangenstrainmeters (Stange) aus der Zeit von Januar 1978 bis Februar 1979



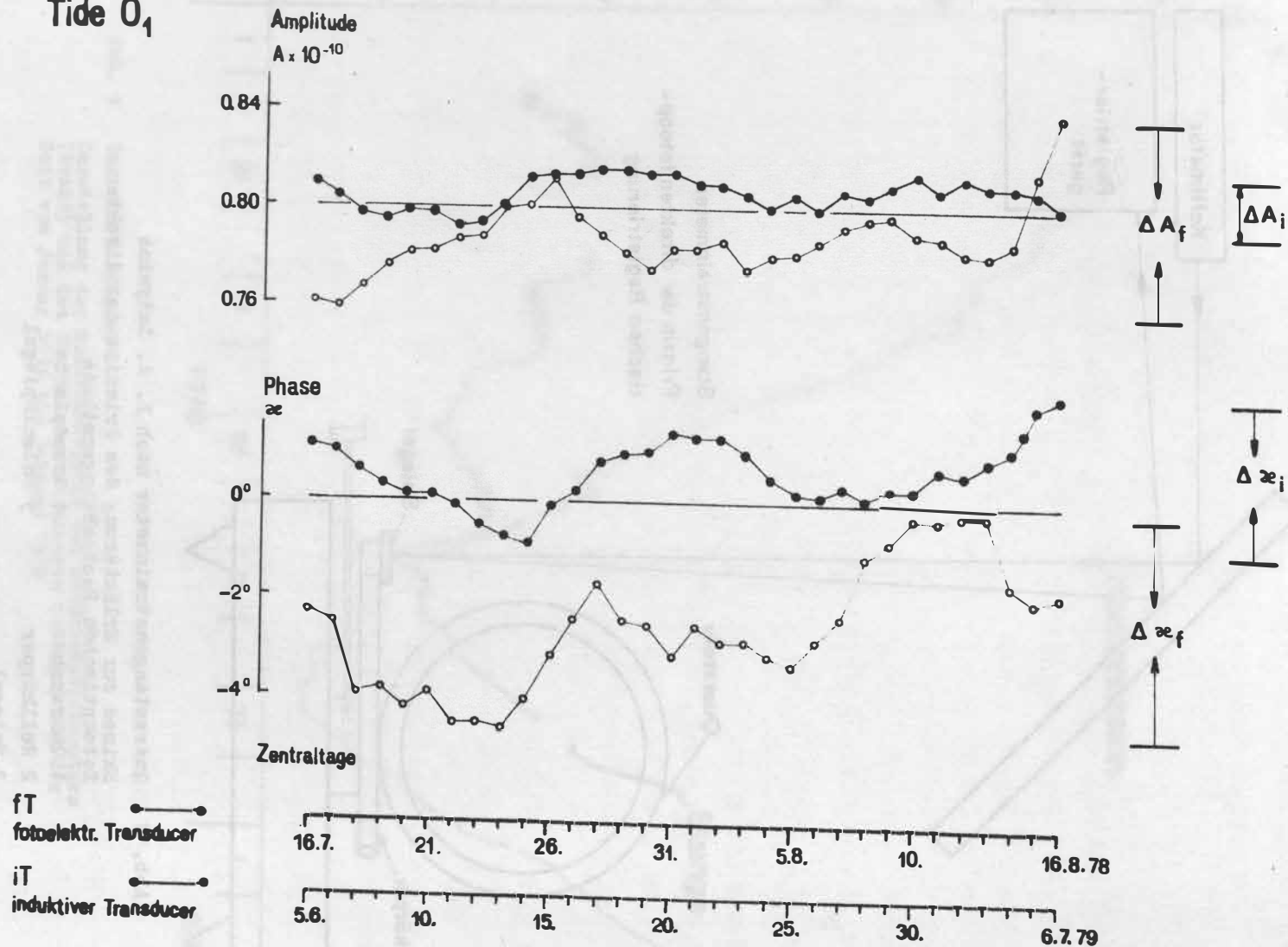
**Stangenstrainmeter  
Prinzip der direkten fotooptischen Registrierung**

Abb. 2 Quarzstangenstrainmeter nach L. A. Latynina

Skizze zur Erläuterung des Prinzips der direkten fotooptischen Beobachtungsmethode

- |              |                 |
|--------------|-----------------|
| 1 Quarzrohr  | 4 Grundplatte   |
| 2 Rollkörper | 5 Umlenkspiegel |
| 3 Spiegel    |                 |

Tide  $O_1$



ft  
fotolektr. Transducer

iT  
induktiver Transducer

Abb. 3 Quarzstangenstrainmeter Tiefenort (EW) Tide  $O_1$   
 Vergleich der harmonischen Resultate von je 32 Monats-  
 analysen von Strainregistrierungen der Zeitabschnitte  
 Juli/August 1978 (fotolektrischer Meßwertabgriff) und  
 Mai/Juli 1979 (induktiver Meßwertabgriff)

Heinz Meixner und Jürgen Fenk, Freiberg 1)

## Krustenbewegungen im Einflußbereich von Tagebauen im Lockergebirge

Ursachen für technogene Krustenbewegungen im Einflußbereich von Tagebauen im Lockergebirge sind Änderungen des Grundwasserstandes und Grundwasserentspannungen durch bergmännische Entwässerungsmaßnahmen oder deren Einstellung, Veränderungen des Spannungszustandes im Gebirge durch Massenabtrag, ungenügende Standsicherheiten von Böschungen und Böschungssystemen im gewachsenen und gekippten Lockergebirge, Setzungen gekippten Lockergesteins und Bruch oberflächennaher bergmännischer Hohlräume. Zur Ermittlung der Ursache-Wirkung-Beziehungen bei Änderungen des Grundwasserstandes und Grundwasserentspannungen, bei der Kippensetzung und bei der Entstehung von Tagesbrüchen über Hohlräumen im Lockergebirge haben Markscheider einen wesentlichen Beitrag geleistet.

Gebirgs- und Bodenbewegungen als Folge von Änderungen des Grundwasserstandes und Grundwasserentspannungen wurden in der DDR und im Ausland meßtechnisch nachgewiesen / 1 / ... / 9 /. Die Verschiebungen und Verformungen der Tagesoberfläche können so groß werden, daß Schäden an Objekten und Anlagen entstehen. Damit wird die Ermittlung der Gesetzmäßigkeiten der Gebirgs- und Bodenbewegungen und die Ausarbeitung von Berechnungsverfahren aus bergbausicherheitlichen Gründen notwendig und aus ökonomischen Gründen attraktiv.

Die Senkung der Tagesoberfläche innerhalb der Grenzen eines Grundwasserabsenkungstrichters ist das Ergebnis der Setzung und Senkung von Lockergebirgsschichten im Wirkungsbereich der Grundwasserabsenkung und Grundwasserentspannung. Die Setzung

---

† Prof. Dr. -Ing. habil. Heinz Meixner, Doz. Dr. sc. techn.  
Jürgen Fenk, Bergakademie Freiberg, Sektion Geotechnik  
und Bergbau, Wissenschaftsbereich Markscheidewesen.

einer Schicht ist abhängig von deren Mächtigkeit, Steifigkeit und der Änderung der wirksamen Normalspannung innerhalb der Schicht. Eine Erhöhung der wirksamen Normalspannung ist in entwässerbaren Lockergebirgsschichten oberhalb eines Grundwasserstauers bei Grundwasserabsenkung innerhalb des durch den Stauer im Liegenden begrenzten Grundwasserhorizonts und bei Grundwasserentspannung zu verzeichnen, da die Rohdichte des Lockergesteins der Schichten im Entwässerungs- und Entspannungsbereich durch Wegfall des Auftreibs dieser Schichten zunimmt. Die Erhöhung der wirksamen Normalspannung hat Setzung zur Folge. Keine Erhöhung der wirksamen Normalspannungen und somit keine Setzungen weisen nicht entwässerbare Lockergebirgsschichten und alle Schichten unterhalb eines Grundwasserstauers bei Grundwasserabsenkung und Grundwasserentspannung des durch den Stauer im Liegenden begrenzten Grundwasserhorizonts auf.

Zur Berechnung von Senkungen der Tagesoberfläche durch Setzungen von Lockergebirgsschichten wurde ein mathematisch-physikalisches Modell der Setzung des Lockergebirges entwickelt, das Grundwasserabsenkungen und Grundwasserentspannungen in mehreren Grundwasserhorizonten sowie das spezielle Verhalten entwässerbarer und nicht entwässerbarer Lockergesteine berücksichtigt / 10 /. Die Setzungsberechnung ist für jeden Grundwasserhorizont bei Grundwasserabsenkung und für jeden Grundwasserleiter bei Grundwasserentspannung gesondert durchzuführen. Die Senkung der Tagesoberfläche ergibt sich als Summe der Setzungen der Schichten in allen Grundwasserhorizonten und aller Grundwasserleiter.

Das Berechnungsverfahren wurde zur Senkungsberechnung im Einflußbereich von drei Tagebauen in der DDR herangezogen. Die Regressionsanalyse ergab in zwei Fällen Regressionskonstanten und Regressionskoeffizienten, die nicht signifikant von Null bzw. Eins abwichen. Das mathematisch-physikalische Modell der Setzung des Lockergebirges und die daraus abgeleitete Lösung erwiesen sich somit als brauchbar und können für Senkungsprognosen empfohlen werden. Die innere Genauigkeit der Setzungsberechnung betrug  $\pm 25\%$ . In einem Fall ergab die Regressions-

analyse noch systematische Abweichungen der berechneten von den gemessenen Senkungsbeträgen, was weitere Untersuchungen erforderlich macht.

Gebirgs- und Bodenbewegungen in Massenschüttungen wurden in der DDR und im Ausland durch Auswertung von Höhenbeobachtungen von Meßpunkten auf Tagebaukippen meßtechnisch nachgewiesen / 11 / ... / 13 /. Der praktische Wert der Ermittlung von Gesetzmäßigkeiten der Gebirgs- und Bodenbewegungen in Massenschüttungen besteht in einer Ermöglichung der gewünschten Aussage, wann die Kippenoberfläche zur Bebauung freigegeben werden kann, ohne daß Schäden an Objekten und Anlagen durch weitere Verschiebungen und Verformungen des geschütteten Baugrundes entstehen.

Die Senkung einer Kippenoberfläche ist das Ergebnis der Eigensetzung der geschütteten Lockergesteinsmassen und der Senkung des überkippten Untergrundes. Nach DORSCHNER / 11 / ist die Setzung abhängig von der Mächtigkeit und Liegezeit einer Massenschüttung. Als qualitative Einflüsse wurden die Lage des Untersuchungspunktes auf der Kippe, Art und Parameter der Verkipfung, Art des Kippgesteins, Einfallen des überkippten Untergrundes und die Vorbeanspruchung des Lockergebirges durch Bergbau-Tiefbau oder -Tagebau festgestellt. Abschätzungen der Setzungsbeträge (als Funktion der Zeit), der Maximalsetzung und des Zeitpunktes, zu dem die Maximalsetzung erreicht wird, sind bisher nur mit Hilfe empirisch zu bestimmender Zeit-Setzungskurven möglich.

Die große Anzahl der jährlich in der DDR entstehenden Tagesbrüche über Hohlräumen im Lockergebirge, die erheblichen Bruchabmessungen und die Tatsache, daß die Tagesbrüche in der Regel plötzlich entstehen, weisen auf die besondere Gefährdung der Bergbausicherheit einschließlich der öffentlichen Sicherheit im Einflußbereich bergmännischer Hohlräume hin. Die einzige Maßnahme zur Sanierung solcher Bergbaugebiete besteht bisher im

Vollversatz der von über Tage angebohrten Hohlräume. Zur Beantwortung einer Reihe praktischer Fragestellungen im Zusammenhang mit dem Tagesbruchproblem wurden die Entstehungsbedingungen für Tagesbrüche untersucht / 14 /. Dabei wurden drei Wege beschritten:

1. Analyse von Daten und Informationen über Tagesbrüche mittels mathematisch-statistischer Methoden.

Die Zielstellung dieser Analyse bestand im statistisch gesicherten Nachweis qualitativer und quantitativer Einflußgrößen auf interessierende Tagesbruchparameter und in der Angabe erster empirischer Lösungen zur Schätzung von Tagesbruchparametern.

2. Untersuchung des Bruchmechanismus an physikalischen Modellen.

Die Zielstellung der modelltechnischen Untersuchung bestand in der Ermittlung gesetzmäßiger Zusammenhänge zwischen Modellbruchparametern und quantitativen Einflüssen in Form von Regressionsfunktionen, in der Angabe verbesserter empirischer Lösungen zur Schätzung von Tagesbruchparametern durch erneute Auswertung des Datenmaterials unter Nutzung der modelltechnisch bestimmten Regressionsfunktionen und in der Beobachtung bruchmechanischer und bruchgeometrischer Details während des Bruchprozesses.

Es wurden empirische Lösungen zur Schätzung der relativen Bruchwahrscheinlichkeit der Tagesoberfläche im Einflußbereich von Hohlräumen im Lockergebirge, zur Schätzung der Bruchzeit, des Tagesbruchdurchmessers und des Bruchabstandes gefunden. Diese empirischen Lösungen beziehen sich auf das ausgewertete Datenmaterial mit begrenzten Geltungsbereichen der Einfluß- und Zielgrößen. Die in den Lösungen ausgedrückten Zusammenhänge sind zwar statistisch gesichert, aber die Einzelwerte streuen erheblich um die ausgleichenden Regressionsfunktionen. Als Ursache für die großen Streuungen sind die starken Vereinfachungen der Lockergebirgsmodelle anzusehen, wie sie in den



Regressionsfunktionen zum Ausdruck kommen. Die empirischen Lösungen sind deshalb nur zur größenordnungsmäßigen Abschätzung der im Durchschnitt zu erwartenden Tagesbruchparameter nutzbar.

3. Spannungs-verformungs-analytische Betrachtungen zum Bruchprozeß im physikalischen Modell und in situ.

Die Zielstellung der Spannungs-Verformungs-Analyse des Bruchprozesses bestand im Entwurf eines mathematisch-physikalischen Modells des Bruchprozesses als Grundlage für eine analytische Lösung zur Berechnung von Tagesbrüchen. In den physikalischen Modellen wurden typische Bruchkörperformen in nicht-kohäsiven und kohäsiven Lockergesteinen festgestellt, die den aus der Erfahrung bekannten, teilweise belegbaren Bruchkörperformen in situ ähnlich sind. Die Zusammenhänge zwischen maßgeblich den Bruchprozeß beeinflussenden Abmessungen der Bruchkörper und Einflußgrößen wurden mathematisch formuliert. Die Formeln wurden mit Hilfe von Modellmeßwerten und bodenphysikalischen Kennwerten der Modellmaterialien geprüft. Die gemessenen und berechneten Werte stimmten größenordnungsmäßig überein. Deshalb wurden die Ansätze und Formelkomplexe aus der Spannungs-Verformungs-Analyse des Bruchprozesses im physikalischen Modell genutzt zur mathematisch-physikalischen Modellierung des Bruchprozesses in situ.

Durch Berücksichtigung sämtlicher im Lockergebirge möglicher Bruchkörperformen ergab sich ein mathematisch-physikalisches Modell des Bruchprozesses mit einem Formelwerk von 70 Formeln. Zur Anwendung des Modells als analytische Lösung zur Berechnung von Tagesbrüchen wurde ein Ablaufplan entwickelt. Zu berechnen sind das Volumen des Tagesbruches und der Durchmesser unmittelbar nach Entstehung des

Die vorliegende analytische Lösung zur Berechnung von Tagesbrüchen weist keine Einschränkung der Geltungsbereiche der Einfluß- und Zielgrößen auf. Sie berücksichtigt die Abmessungen des zu Bruch gehenden bergmännischen Hohlraums, den speziellen Schichtenaufbau des Lockergebirges, die wirksamen Materialkenngrößen der einzelnen Schichten und über diese die hydrologischen Verhältnisse. Das Lockergebirgsmodell wird also nicht so stark vereinfacht wie bei den empirischen Lösungen. Deshalb sind größere Genauigkeiten bei den Berechnungen mit Hilfe der analytischen Lösung zu erwarten. Erste Tests ergaben eine Standardabweichung der berechneten Tagesbruchdurchmesser von  $\pm 25\%$  von den gemessenen Werten.

Ablaufplan und Formelwerk dienten als Grundlage für die Umsetzung in ein Rechenprogramm in der Programmiersprache PL/1 für Rechner der ESER-Reihe. Damit ist die maschinelle Berechnung von Tagesbrüchen für gegebene bergbauliche und geologisch-hydrologische Verhältnisse bei einem Minimum an personellem, finanziellem und zeitlichem Aufwand möglich.

Die Ermittlung von Gesetzmäßigkeiten der Gebirgs- und Bodenbewegungen durch Entwässerungsmaßnahmen, in Massenschüttungen sowie beim Bruchprozeß über Hohlräumen im Lockergebirge und die Ausarbeitung von Verfahren zu deren Berechnung liefern nicht nur einen wichtigen Beitrag zur Gewährleistung der Bergbausicherheit und zur Erreichung ökonomisch günstiger Ergebnisse der Bergbaubetriebe, sondern gestatten auch die Bestimmung des technologischen Anteils an Krustenbewegungen in Bergbaugebieten. Damit wird die Ursachenforschung auf diesem Sektor unterstützt.

#### Literatur:

- / 1 / Rudolf, H.: Senkungen im Bereich von Braunkohlentagebauen als Folge von Grundwasserentzug.  
Dissertation Bergakademie Freiberg 1967
  
- / 2 / Rudolf, H.: Ergebnisse von Höhenbeobachtungen an Meßbohrlöchern im Geiseltal und ihre Interpretation hinsichtlich aufgetretener Bodenbewegungen.  
Freiberger Forschungsheft A 404, S. 99 ... 109

- / 3 / Varnhagen, B.: Untersuchung über den Zusammenhang zwischen Grundwasserabsenkung und Bodensetzung im rheinischen Braunkohlenrevier.  
Dissertation TH Aachen 1967
- / 4 / Heydenreich, H.: Die vertikalen Bodenbewegungen im Südtteil der DDR und speziell im Braunkohlenrevier Borna, Leipzig infolge Grundwasserstandsänderungen.  
Dissertation Bergakademie Freiberg 1969
- / 5 / Kesserü, Zs.: Berechnung der Bodenverschiebungen bei der Entwässerung von Flözen.  
Bányászati 106 (1973) 1, S. 32 ... 43
- / 6 / Nasonov, L.N. u.a.: Vorhersage von Gebirgsdeformationen bei großer Absenkung des Grundwasserspiegels.  
Sachtn. stroit., Moskva 18 (1974) 7, S. 14 ... 18
- / 7 / Somosvari, Zs.: Berechnung der Bodensenkungen und -verformungen durch Absenkungen des Wasserspiegels.  
Bányászati 110 (1977) 12, S. 826 ... 831
- / 8 / Rudolf, H.: Ergebnisse langfristiger Höhenbeobachtungen an Meßbohrlöchern im Geiseltal.  
Neue Bergbautechnik 9 (1979) 2, S. 79/80
- / 9 / Gloe, C.S.: Bodensetzung infolge Grundwasserentzugs, erläutert am Beispiel des Latrobe-Tals, Viktoria, Australien.  
Braunkohle (1979) 8, S. 261 ... 267
- / 10 / Fenk, J.: Einfluß von Änderungen des Grundwasserstandes auf das Verhalten der Tagesoberfläche,  
F/E-Bericht Bergakademie Freiberg und Institut für Braunkohlenbergbau 1980
- / 11 / Dorschner, E.: Der Setzungsverlauf auf Tagebaukippen.  
Dissertation Bergakademie Freiberg 1965

- / 12 / Nehring, H.: Markscheiderische Beobachtung von Kippensetzungen im rheinischen Braunkohlenrevier, Braunkohle (1968) 3, S. 83 ... 91
- / 13 / Chwastek, J.: Analyse von Kippensetzungen unter dem Aspekt der Wiederurbarmachung. Habilitationsschrift TH Wrocław 1978
- / 14 / Fenk, J.: Eine Theorie zur Entstehung von Tagesbrüchen über Hohlräumen im Lockergebirge. Dissertation B, Bergakademie Freiberg 1979

ON THE CONNECTION BETWEEN GRAVITY  
VARIATIONS AND VERTICAL DISPLACEMENTS OF  
THE EARTH'S SURFACE

S. M. MOLODENSKY +)

The accuracy of the modern gravity measurements of a few microgals makes it possible to compare the gravity variations at a given point with the vertical displacement of the same point obtained by the geodetic methods. These data can give information about the source of elastic stresses which excite the measured surface's movements and gravity variations. The aim of this report is to estimate the connection between gravity variations and Earth's surface vertical displacements for a source of the most general type which is represented by the sum of arbitrary potential and vortical fields.

Geodetic measurements of elevations record the displacements of the Earth's surface relative to geoid. Using for the potential variation  $R$  and radial component of the Earth's surface displacement  $H$  the developments:

$$H(\theta, \varphi) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=-n}^n H_n^m Y_n^m(\theta, \varphi); \quad (1)$$

$$R(\theta, \varphi) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=-n}^n R_n^m Y_n^m(\theta, \varphi), \quad (2)$$

we get:

$$h(\theta, \varphi) = \sum \sum \left( H_n^m - \frac{R_n^m}{g} \right) Y_n^m(\theta, \varphi) \quad (3)$$

where  $h(\theta, \varphi)$  - variation of altitude given by levelling;  
 $Y_n^m(\theta, \varphi)$  - spherical harmonics.

For the corresponding gravity variations we have:

$$\Delta g(\theta, \varphi) = \sum \sum g_n^m Y_n^m(\theta, \varphi), \quad (4)$$

where

$$g_n^m = (n-1) \frac{R_n^m}{a} - \frac{2g}{a} h_n^m, \quad (5)$$

+)

O. Yu. SCHMIDT INSTITUTE OF PHYSICS OF THE EARTH

$h_n^m = H_n^m - \frac{R_n^m}{g}$  - coefficients of development of the function  $h(\theta, \varphi)$  into the spherical harmonics.

The problem is reduced to the determination of the connections between the values  $h_n^m$  and  $R_n^m$ .

In the case  $n = 0$ ,  $R_0^0 = 0$  and first term in (5) vanishes. This term vanishes also in the case  $n = 1$ . So, for  $n = 0; 1$  we have

$$g_n^m = -\frac{2g}{a} h_n^m$$

where  $\frac{2g}{a} = 0.308 \text{ mg/m}$  is vertical free air gradient of the gravity.

For  $n \geq 2$  the determination of connections between  $h_n^m$  and  $R_n^m$  may be received from the solution of the Earth's elastic and gravitational equilibrium equations. These equations are as follows:

$$\begin{aligned} L_i(\vec{u}, R) &= J_i(x, y, z); \\ \Delta R &= 4\pi G \operatorname{div}(\rho \vec{u}), \end{aligned} \quad (8)$$

where

$$L_i(\vec{u}, R) = \rho \left[ \frac{\partial}{\partial x_i} (R + (\vec{u}, \nabla V)) - \operatorname{div} \vec{u} \frac{\partial V}{\partial x_i} \right] + \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} \quad (9)$$

is differential operator defining the sum of elastic and gravitational forces acting on the unit volume of the medium,  $\vec{u}$  - displacement,  $V$  - gravity potential unperturbed by deformations,  $G$  - gravity constant,  $\rho$  - density,

$$\sigma_{ik} = \mu \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \operatorname{div} \vec{u} \delta_{ik} \right) + k \operatorname{div} \vec{u} \delta_{ik} \quad (10)$$

- tensor of elastic stress,  $k, \mu$  - Lamé's parameters,  $\vec{J}$  - the force, acting inside inner source of stress on the unit volume of medium. The source  $\vec{J}$  in general case can be represented in the form:

$$J_i = \frac{\partial T_{ik}}{\partial x_k}, \quad (11)$$

where  $T_{ik}$  - symmetrical stress tensor.

Equations ( 8 ) are completed by the boundary conditions. The first one expresses the absence of outer surface forces:

$$(\sigma_{ik} - T_{ik}) \frac{x_k}{r} \Big|_{r=a} = 0 \quad (12a)$$

The second one takes into account the continuity of the gravity field on the Earth's surface:

$$K = \frac{1}{4\pi G} \left( \frac{\partial R}{\partial r} \Big|_{r=a-0} - \frac{\partial R}{\partial r} \Big|_{r=a+0} - 4\pi G \rho(a) H(a) \right) = 0 \quad (12b)$$

here  $K$  - the surface layer's density,  $r$  - radius,  $a$  - Earth's radius. The general solution of the boundary problem (8-12) is 1/1/:

$$\frac{H_n^m}{\alpha} = \frac{1}{N_0} \Psi^{(j=1)} \quad (13a)$$

$$\frac{R_n^m}{g\alpha} = \frac{1}{\kappa \cdot g} \Psi^{(j=2)} \quad (13b)$$

where

$$\Psi^j = - \iiint_V \frac{\partial u_i^j}{\partial x_k} T_{ik} dv, \quad (14)$$

$\vec{u}^j$  - solutions of homogeneous equations

$$\begin{aligned} L_i(\vec{u}^j, R^j) &= 0; \\ \Delta R^j &= 4\pi G \operatorname{div}(\rho \vec{u}^j) \end{aligned} \quad (15)$$

with the boundary conditions:

$$\sigma_{ik}^j \frac{x_k}{r} \Big|_s = \frac{x_i}{r} N_0 Y_n^m(\theta, \varphi); K^j \Big|_s = 0 \quad \text{for } j = 1; \quad (16)$$

$$\sigma_{ik}^j \frac{x_k}{r} \Big|_s = 0; K^j \Big|_s = K_0 Y_n^m(\theta, \varphi) \quad \text{for } j = 2$$

In the case of the dilatational stress source the tensor  $T_{ik}$  has the diagonal form:

$$T_{i\kappa} = \varphi_0(x, y, z) \delta_{i\kappa} \quad (17a)$$

where  $\varphi_0$  - arbitrary scalar function,  $\delta_{i\kappa}$  - Kronecker's symbol.  $\text{div } T_{i\kappa}$  represents the most general potential vector field:

$$\text{div } T_{i\kappa} = \text{grad } \varphi_0 \quad (17b)$$

Substituting (17a) into (14), we get:

$$\Psi^j = -\iiint_V \text{div } \vec{u}^j \varphi_0 \, dV \quad (18)$$

So, the scalar function  $\text{div } \vec{u}^j$  has the meaning of the Green's function for the dilatational stress source.

Numerical computation of the function  $\text{div } \vec{u}^j$  for the real Earth's model is reduced to the solution of the boundary problem (15-16). Results for  $0 \leq n \leq 47$  and Earth's model N 508 of Gilbert and Dziewonski are given in /1/.

For the fixed depth of source

$$\varphi_0 = \delta(\tau - \tau_0) \varphi_1(\theta, \varphi)$$

we get

$$\Psi^j = -\tau_0^2 \iint_{\Sigma} \text{div } \vec{u}^j \varphi_1(\theta, \varphi) \, dS$$

In this case the coefficients  $R_n^m$ ,  $h_n^m$  in (5) are connected by the relation:

$$\frac{g h_n^m}{R_n^m} = \frac{\text{div } \vec{u}^{(j)}}{\text{div } \vec{u}^{(j=2)}} - 1 \quad (19)$$

Results of numerical computations of the ratio (19) indicate that this ratio is large enough in all cases when the source's depth is larger than 2 000 km. (The surface's displacement is much more than displacement of geoid). The variation on the deformed Earth's surface can be represented in the form:



$$\Delta g = -\frac{2g}{a} h (1 - \gamma(\ell)) \quad (20)$$

where  $\gamma(\ell)$  for the various functions  $\varphi_1(\theta, \psi)$  and depths  $\ell$  lies in the intervals:

$\ell$	$\gamma$	$\ell$	$\gamma$
10 km	$-0.036 \leq \gamma \leq 0.058$	1290 km	$0.038 \leq \gamma \leq 0.10$
330 km	$0.018 \leq \gamma \leq 0.086$	1610 km	$0.035 \leq \gamma \leq 0.091$

(21)

650 km	$0.042 \leq \gamma \leq 0.125$	1930 km	$0.023 \leq \gamma \leq 0.068$
970 km	$0.033 \leq \gamma \leq 0.123$		

So, the relation  $\Delta g/h$  is very close to the value  $-2g/a = -0.308 \text{ mgl/m}$ .

In the case of the shear stresses source the relation  $\Delta g/h$  is dependent on the depth, lateral distribution and orientation of the principal axes of the stress in the source relative to the Earth's surface. The most general form of the vortical source may be presented in the form:

$$T_{ik} = \frac{\partial \vec{\tau}_i}{\partial x_k} + \frac{\partial \vec{\tau}_k}{\partial x_i} - 2\delta_{ik} \text{div} \vec{\tau}, \quad (22)$$

where  $\vec{\tau}$  is arbitrary function of the variables  $x, y, z$ . Indeed, substituting (22) into (11), we get:

$$\vec{J} = \text{div} T = -\text{grad} \text{div} \vec{\tau} + \nabla^2 \vec{\tau} = -\text{rot} \text{rot} \vec{\tau} \quad (23)$$

Obviously, the arbitrary vector field  $\vec{J}(x, y, z)$  may be presented as the linear combination of (17b) and (23). In the most general case we can suppose

$$\text{div} \vec{\tau} = 0. \quad (24)$$

The general expression (14) with the help of (23, 24) may be represented then in the form:

$$\Psi^j = -\iiint_V (\text{rot} \vec{\tau}, \text{rot} \vec{u}^j) dV - 2 \iint_{\Sigma} u_i^j \frac{\partial \vec{\tau}_i}{\partial \vec{\tau}} dS, \quad (25)$$

where

$$\operatorname{rot} \vec{u}^j = (dT_n^j(r)/dr - H_n^j(r)) \left[ \frac{\vec{z}}{r} \times \operatorname{grad} Y_n^m(\theta, \varphi) \right]; \quad (26)$$

functions  $H_n^j(r)$  and  $T_n^j(r)$  are connected with  $\vec{u}^j(r, \theta, \varphi)$  by the Love's formula:

$$\vec{u}^j(r, \theta, \varphi) = H_n^j(r) \frac{\vec{z}}{r} Y_n^m(\theta, \varphi) + T_n^j(r) \nabla Y_n^m(\theta, \varphi) \quad (27)$$

numerical computations of the ratio  $R_n^m / g u_n^m = \psi(j=2) / \psi(j=1)$  with the help of (25) indicates /1/ that this ratio may be essentially greater than its value in the case of the dilatational stress source. Parameter  $\gamma$  (1) has the typical values  $\pm 0.3$  for the points in the vicinity of the source.

So, the comparison of the geodetic and gravity data makes it possible to distinguish what type of the stresses is generated by the source: shear or dilatation.

The relation (14) permits to perform the exact numerical calculation of the values  $\Delta g(\theta, \varphi)$  and  $h(\theta, \varphi)$  for the arbitrary models of the source.

#### References

1. Molodensky S.M. Izv. (Bull.) of Acad. Sci. USSR, N 4, 1980.
2. Gilbert F., Dziewonski A.M. Philos. Trans. Roy. Soc. Lond. Ser. A, 278, 187-269, 1975.

Responsible for the number

Received 8.IV.80

## Local anomalies of tidal tilts

A.E. Ostrovsky, N.A. Fanduschina

Institute of the Earth's physics of the  
Academy of Sciences of the USSR

### Abstract

Some investigations of the movement of linear-viscous stratum, which imitated sedimentary cover in the zones above base fractures due to sinking of the foundation block are discussed. The dependence between changing tilt of day surface and depth of hidden fracture bedding is determined. Some questions about the choice of the optimal tiltmeter site are investigated.

А.Е.Островский, Н.А.Фандюшина.

Институт физики Земли АН СССР

Локальные аномалии приливных наклонов.

Резюме.

Исследуется движение линейно-вязкого слоя, имитирующего осадочный чехол в зонах над разломами фундамента, при опускании подстилающего блока. Установлена зависимость изменения наклона дневной поверхности от глубины залегания скрытого разлома. Исследованы вопросы выбора оптимальной точки установки наклономеров.

## Локальные аномалии приливных наклонов.

А.Е.Островский, Н.А.Фандюшина.

В работах Э.Е.Шахмурадовой и А.С.Григорьева /1,2/ рассматривалась задача о напряженном состоянии и деформациях весомого прямоугольного массива из линейно-вязкого материала, было получено аналитическое решение задачи о скоростях смещений дневной поверхности и напряженном состоянии верхнего слоя коры при вертикальных смещениях фундамента.

Для ясности последующего изложения остановимся на предположениях и результатах /1,2/, положенных в основу работы.

Итак, пусть  $H$  - мощность слоя;  $2L$  - длина участка, на котором опускается (или поднимается) глыба основания;  $\dot{u}$  и  $\dot{v}$  - скорости смещений в направлении осей  $X$  и  $Y$  (Рис.1). Размеры слоя в плане предполагаются много большими, чем толщина слоя -  $H$  и длина опускающегося участка основания. Вязкость материала предполагается постоянной. Верхняя граница массива - дневная поверхность считается свободной от напряжений. На нижней границе задаются скорости смещений, постоянные во времени и достаточно малые, чтобы процесс движения массива можно было считать равновесным. При наложении обычных в классической теории упругости ограничений /3/, проблема сводится к решению плоской задачи для прямоугольной бесконечной полосы, а разрешающее уравнение к бигармоническому со следующими краевыми условиями:

На верхней границе  $Y = H$  : компоненты тензора напряжений  $\sigma_y$  и  $\tau_{xy} = 0$ .

На нижней границе  $Y = 0$ ;  $\dot{u} = 0$ ,  $\dot{v} = 0$  при  $|x| > L$   
 $\dot{u} = 0$ ,  $\dot{v} = \dot{v}(x)$  при  $|x| \leq L$

где  $\dot{v}(x)$  заданная четная функция.

Решая данную задачу при условии, что опускающаяся часть основания является жестким блоком, движущимся с заданной постоянной скоростью -  $V_0$ , и, что контакт между основанием и массивом в областях  $|x| > L$  сохраняется, в [2] получены скорости смещений  $\dot{u}$  и  $\dot{v}$  в виде:

$$\frac{\dot{u}}{V_0} = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{\alpha^2(1-y)sh\alpha y - dy ch\alpha d(1-y)}{ch^2\alpha d + \alpha^2} \frac{\sin\alpha l}{l} \sin\alpha x d\alpha$$

$$\frac{\dot{v}}{V_0} = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{\alpha(d(1-y)ch\alpha dy + sh\alpha dy) + ch\alpha d(dy sh\alpha d(1-y) + ch\alpha d(1-y) \frac{\sin\alpha l}{l} \cos\alpha x d\alpha}{ch^2\alpha d + \alpha^2} \quad (I)$$

$$x = \frac{X}{H}, \quad y = \frac{Y}{H}, \quad l = \frac{L}{H}$$

На дневной поверхности при  $Y = H$  выражение (I) дает

$$\dot{u} = -\frac{2V_0}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{\sin\alpha l \sin\alpha x ch\alpha d}{ch^2\alpha d + \alpha^2} d\alpha \quad (2)$$

$$\dot{v} = \frac{2V_0}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{\alpha sh\alpha d + ch\alpha d}{ch^2\alpha d + \alpha^2} \frac{\sin\alpha l}{l} \cos\alpha x d\alpha \quad (3)$$

где  $\alpha$  - аргумент, по которому ведется интегрирование.

При анализе картины скоростей вертикальных смещений отмечается следующая закономерность - дневная поверхность средней части слоя опускается, практически равномерно, с той же скоростью, что и основание. Лишь на участке, среднее сечение которого располагается непосредственно над границей опускающегося участка скорость движения существенно меняется.

При  $L \gg H$  (достаточно  $L \geq 3H$ ) наличие второй угловой точки ( $X = -L$ ,  $Y = H$ ) не влияет на поведение решения в

окрестности точки ( $X = L$ ,  $Y$ ), что позволяет использовать полученные результаты для изучения смещений линейно-вязкого слоя, имитирующего осадочный чехол при движении блоков фундамента по единичному вертикальному разлому.

По формулам (1) и (2) можно рассчитать, что и было сделано, на ЭВМ картину движения массива, по крайней мере на начальной стадии, или в течение промежутка времени, на котором еще могут считаться приемлемыми принятые допущения.

Можно показать, что, в первом приближении, при изучении наклонов земной поверхности, вызванных движением блоков по разлому достаточно ограничиться влиянием изменений величины  $\dot{\varepsilon}(x)$  в окрестности точки ( $X = L$ ,  $H$ ).

На рис.2 представлена кривая градиента скорости  $\dot{\varepsilon}(x)$  - величина  $\frac{\partial \dot{\varepsilon}}{\partial x}$  в зависимости от  $X$ . Эта кривая достигает максимума в точке ( $X = L$ ,  $Y$ ), достаточно быстро убывая с удалением от этой точки.

Остановимся на 2-х конкретных задачах, встающих при изучении наклонов земной поверхности в окрестности предполагаемого разлома.

I. Первая из рассмотренных нами задач - исследование зависимости изменения наклонов дневной поверхности от глубины  $H$  выхода скрытого разлома.

Форма поверхности в окрестности скрытого разлома непосредственно зависит от изменения величины скорости  $\dot{\varepsilon}(x)$ . На рис.3 приведены графики скоростей  $\dot{\varepsilon}(x)$  для некоторых глубин залегания скрытого разлома при скорости опускания  $V_0 = -10^{-3}$  см/год.

Крутизна изменения графика  $\dot{\vartheta}(X)$  в окрестности точки  $(X = L, Y = H)$  возрастает с убыванием глубины  $H$  выхода скрытого разлома. Максимальная скорость изменения угла наклона дневной поверхности, тангенсом которой является величина  $\frac{\partial \dot{\vartheta}}{\partial X}$ , что легко показать, наблюдается в точке  $(X = L, Y = H)$ . Функция зависимости  $\frac{\partial \dot{\vartheta}}{\partial X}$  от  $H$  в точке  $(X = L, Y = H)$  при  $V_0 = -10^{-3}$  см/год с точностью до 1% может быть, как показывают расчеты на ЭВМ, аппроксимирована гиперболой вида  $8,2168 \cdot 10^{-4} / H$  радиан в год, где  $H$  в см (рис.4).

С увеличением модуля скорости опускания  $V_0$  естественно возрастает и величина  $\frac{\partial \dot{\vartheta}}{\partial X}(L, H)$ , а следовательно возрастает и скорость изменения наклона земной поверхности. При этом общая функция зависимости изменения угла наклона поверхности в точке  $(X = L, Y = H)$ , т.е.

$$\arctg \frac{\partial \dot{\vartheta}}{\partial X}(L, H) \quad (4)$$

с достаточно хорошим приближением описывается кривой вида  $8,2168 \cdot 10^{-1} |V_0| / H$  радиан/год или же  $1694,83 \cdot 10^2 |V_0| / H$  секунд в год.  $H$  в см,  $V_0$  в см/год.

Если при обработке данных измерений по исследуемому району мы столкнемся с аналогичной картиной, а именно с точками перегиба на графиках смещений и скоростей смещений современных движений дневной поверхности, с наличием ограниченных зон, где имеют место резкие изменения и экстремумы градиентов скоростей, то, видимо, можно предположить, что механизм, вызывающий эти движения близок к рассмотренному. Таким образом, возникает возможность по распределению изменения наклонов на профиле судить о положении и глубине залегания скрытых разломов, о размерах и скоростях смещений подвижных блоков основания.

2. Иногда в практике наклономерных измерений необходимо вы-

делить или наоборот удалить тем или иным способом составляющую наклона, вызванную описанными выше движениями.

С удалением от точки выхода разлома  $\chi = L$  при  $\chi > L$  величина скорости  $\dot{\vartheta}(\chi)$  асимптотически стремится к 0, а при  $\chi < L$  к величине  $V_0$ . Участок резкого изменения скорости  $\dot{\vartheta}(\chi)$ , среднее сечение которого совпадает с  $\chi = L$ , сравнительно невелик. Пусть происходит опускание ( $V_0 < 0$ ).

Уже при  $d\chi \geq 0.4 \cdot H$  величина скорости  $\dot{\vartheta}(L+d\chi) > 0.2 V_0$   
и  $V_0 - \dot{\vartheta}(L-d\chi) > 0.2 V_0$

при  $d\chi \geq 0.8H$   $\dot{\vartheta}(L+d\chi) > 0.1 V_0$   
 $V_0 - \dot{\vartheta}(L-d\chi) > 0.1 V_0$

при  $d\chi \geq 3H$   $\dot{\vartheta}(L+d\chi) > 0.015 V_0$   
 $V_0 - \dot{\vartheta}(L-d\chi) > 0.015 V_0$

Величина отклонения скорости  $\dot{\vartheta}$  от асимптоты убывает с удалением от  $\chi = L$ , проекции на поверхность точки выхода скрытого на глубине  $H$  разлома (табл. I, рис.5).

Величина тангенса изменения угла наклона поверхности  $\frac{\partial \vartheta}{\partial \chi}$

убывает с удалением от точки  $\chi = L$ , стремясь к 0 при  $\chi \rightarrow \pm \infty$ . Как показано выше, скорость изменения наклона поверхности в точке  $\chi = L$ , где наблюдается ее максимум, вызванный вертикальными движениями по разлому, зависит от скорости

$V_0$  опускания глыбы основания и от глубины  $H$  залегания разлома.

При  $V_0 = -10^{-5}$  см/год,  $H = 10$  см изменение угла наклона земной поверхности за счет опускания глыбы фундамента достигает 170 миллисек в год.

С возрастанием величины  $V_0$  вносимый в показания приборов вклад становится больше, т.е. встает вопрос о выборе места уста-



новки приборов или же, если место уже выбрано, о наиболее благоприятных условиях установки.

Какое минимальное расстояние должно быть между разломом и прибором, чтобы на показаниях наклономеров не сказывались вертикальные движения по разлому?

Для приближенных оценок можно воспользоваться выражениями для скоростей изменения наклона земной поверхности в точке, удаленной от разлома на расстояние  $dx$ , приведенными в таблице 2.

Например, чтобы величина изменения наклона поверхности в точке  $x = l + dx$  не превышала 1 миллисекунды в год при  $V_0 = -10^{-4}$  см/год для  $H \geq 10$  см достаточно, чтобы  $dx \geq 300$  м.

Пусть места наблюдений уже выбраны.

Если точка наблюдений расположена непосредственно над проекцией точки выхода разлома на поверхность, изменение наклона в ней максимально по профилю. В случае необходимости, устранить влияние движений по разлому при измерении возможно насыпав слой грунта толщиной  $R$ , с целью увеличения толщины осадочного чехла  $H$ . Так, при  $V_0 = -10^{-5}$  см/год и  $H \geq 8,5$  м, наклон, обусловленный движениями по вертикальному разлому, составляет менее 0,2 м.сек. в год при произвольном расположении точки наблюдений. Воспользовавшись формулами, приведенными в I., можно определить достаточную высоту установки прибора в каждом конкретном случае. Однако, при определении размеров насыпаемого слоя грунта необходимо учитывать описанные выше ограничения, т.е. размер слоя в плане должен быть больше  $3H$ . Все это делает такую задачу технически малоосуществимой.

Если точка наблюдения расположена не непосредственно над разломом, то возможен и другой путь. А, именно, размещение прибора на некоторой глубине, например, в штольне. Это путь возможен в связи с тем, что ширина зоны сильных изменений градиента  $\frac{\partial \xi}{\partial x}$  зависит от ве-

личины  $H$ , таким образом, уменьшая для наклономера величину  $H$ , мы сужаем эту зону.

К примеру, при  $V_0 = -10^{-4}$  см/год,  $H = 10$  м,  $d\chi = 4$  м, изменение наклона поверхности, вызванное описанными движениями составляет 13,4 миллисек. в год. Разместив прибор в штольне на глубине 8 м, можно ослабить в этой точке изменение наклона в 21 раз, т.е. до 0,62 миллисек. в год.

#### Литература.

1. Григорьев А.С., Шахмурадова З.Е. Теоретическое определение скоростей движения дневной поверхности при некоторых механизмах деформирования земной коры. Сб. Современные движения земной коры, № 5, изд-во АН ЭССР, Тарту, 1973.
2. Шахмурадова З.Е. О напряженном состоянии и деформациях слоя при вертикальном перемещении его основания. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 10, 1973.
3. Григорьев А.С., Ионкин В.П. Решение задач тектонофизики методами деформируемого твердого тела (обзор). Изв. АН СССР, Физика Земли, № 1, 1972.

$x$	$L \pm H$	$L \pm 2H$	$L \pm 3H$	$L \pm 4H$	$L \pm 5H$
отклонение от асимптоты в % от $V_0$	4,6	2,5	1,5	0,7	0,2

Таблица 1. Отклонение скорости  $\dot{v}(x)$  от асимптоты в % от  $V_0$  в точке  $x$ .

$dx$	$\alpha$ изменение наклона поверхности в точке $x = L \pm dx$
0,4	$6,5  V_0  / 10 \cdot H$
0,8	$2,3  V_0  / 10 \cdot H$
1,0	$1,3  V_0  / 10 \cdot H$
1,5	$3,1  V_0  / 10^2 \cdot H$
2,0	$6,2  V_0  / 10^3 \cdot H$
3,0	$1,0  V_0  / 10^3 \cdot H$

Таблица 2. Изменение наклона поверхности в точке  $L \pm dx$  в радианах. (Изменение угла наклона при  $x > L + dx$  или  $x < L - dx$  не превосходит величины  $\alpha$ ).

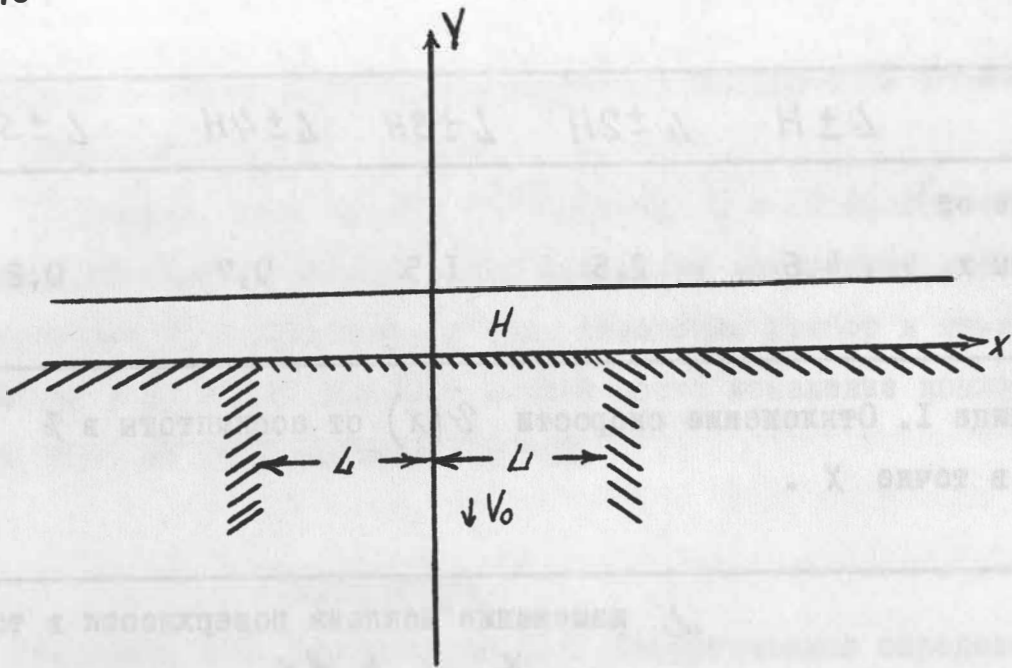


Рис. I Схема вертикального сечения слоя.

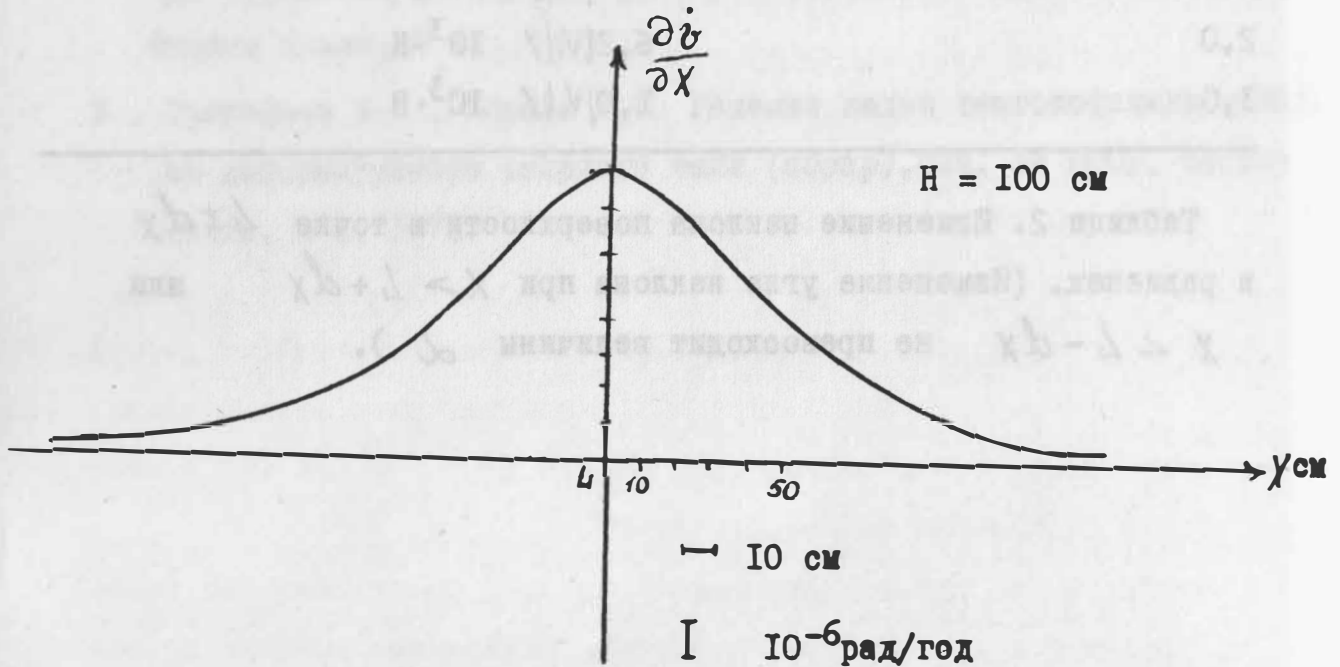


Рис. 2. График зависимости  $\frac{\partial c}{\partial x}$  от  $x$  при  $H = 100$  см,  
 $V_0 = -10^{-3}$  см/год.

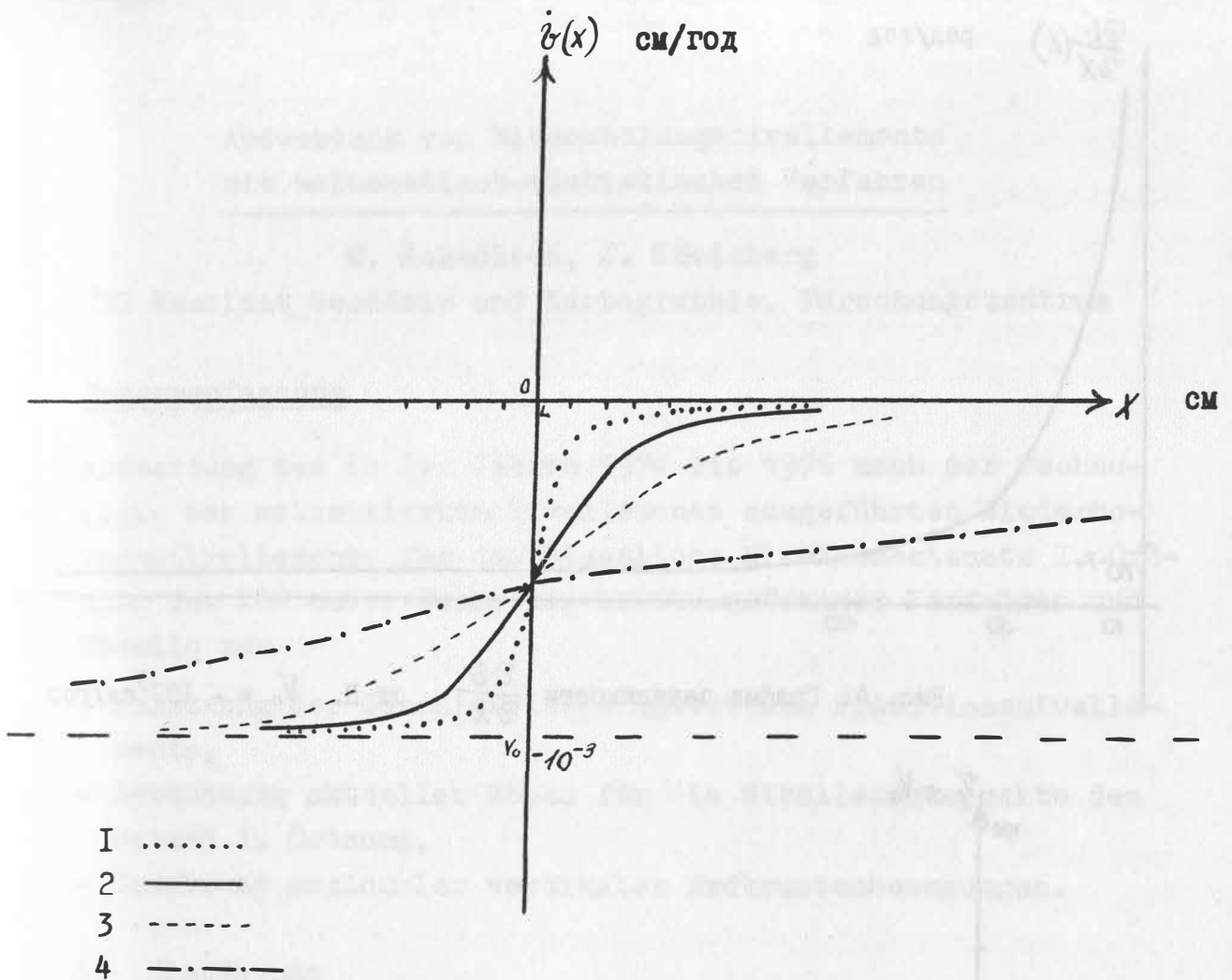
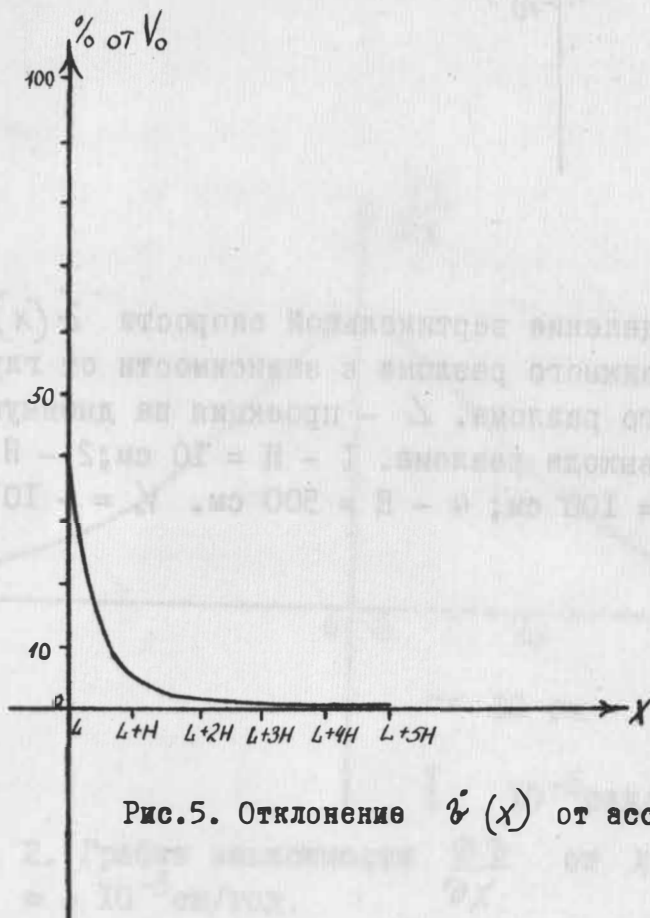
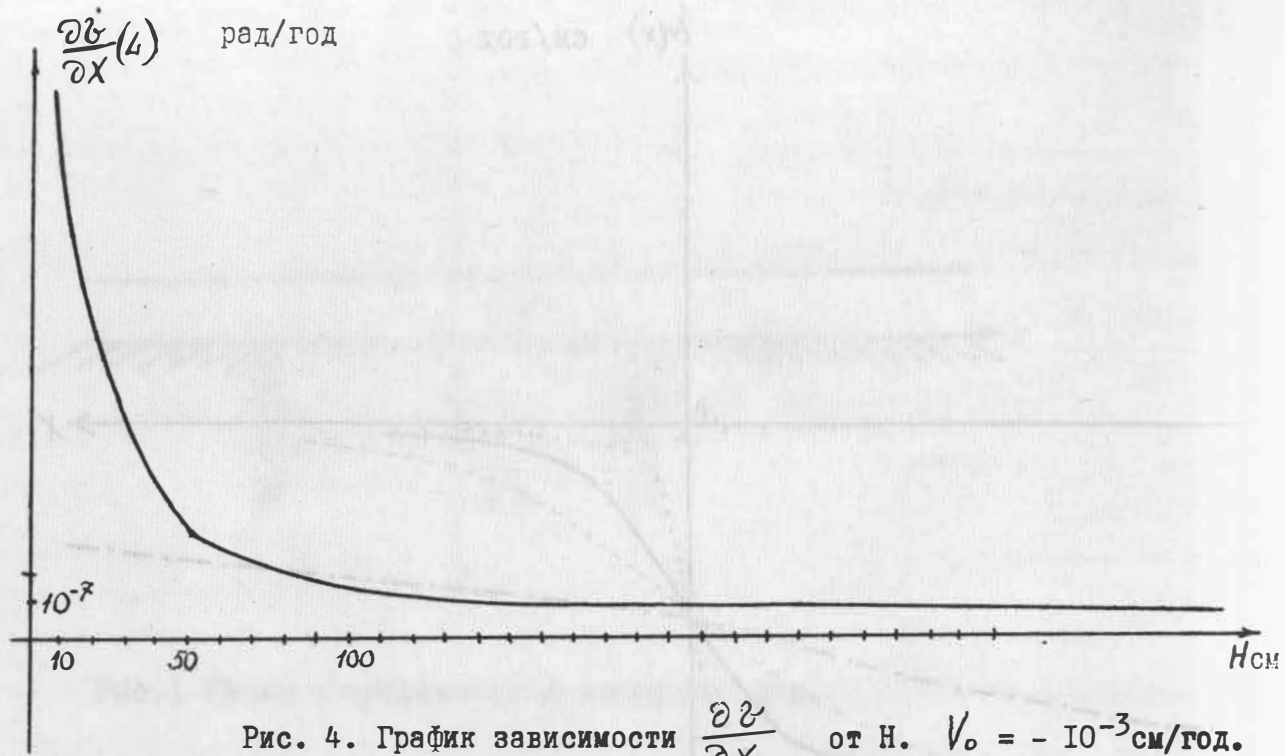


Рис.3. Распределение вертикальной скорости  $\dot{v}(x)$  в окрестности подвижного разлома в зависимости от глубины выхода скрытого разлома.  $L$  - проекция на дневную поверхность точки выхода разлома. 1 -  $H = 10$  см; 2 -  $H = 50$  см; 3 -  $H = 100$  см; 4 -  $H = 500$  см.  $v_0 = -10^{-3}$  см/год.



## Auswertung von Wiederholungsnivellements mit mathematisch-statistischen Verfahren

M. Schädlich, J. Steinberg

VEB Kombinat Geodäsie und Kartographie, Forschungszentrum

### Zusammenfassung

Auswertung des in den Jahren 1974 bis 1976 nach der Technologie des motorisierten Nivellements ausgeführten Wiederholungsnivellements für das Staatliche Nivellementsnetz I. Ordnung der DDR unter Benutzung leistungsfähiger Verfahren und Modelle zur

- Schätzung der Genauigkeitsparameter des Präzisionsnivelements,
- Berechnung aktueller Höhen für die Nivellementspunkte des Netzes I. Ordnung,
- Schätzung regionaler vertikaler Erdkrustenbewegungen.

### 1. Einführung

Durch das Wiederholungsnivellement I. Ordnung der DDR sind gute Bedingungen zur Bereitstellung aktueller Höhenangaben sowie zum Gewinnen neuer Erkenntnisse über vertikale Deformationen der Erdkruste vorhanden. Damit sind die Voraussetzungen zur Weiterführung der in den vergangenen Jahren durchgeführten Untersuchungen gegeben, die ihren Niederschlag in der "Vorläufigen Karte der rezente vertikalen Krustenbewegungen in der DDR" sowie in der "Karte der rezente vertikalen Erdkrustenbewegungen Osteuropas" fanden.

Die Genauigkeitsbeurteilung von Präzisionsnivelements sowie die Ausgleichung von Höhennetzen und die Schätzung vertikaler Krustenbewegungen erfolgen derzeit noch vorwiegend mit mehr oder weniger konventionellen Verfahren. Andererseits liegt es nahe, moderne fehlertheoretisch-statistische Begriffsbildun-

gen und Verfahren zu nutzen und leistungsfähige mathematische Modelle und Schätzvorschriften zu formulieren. Zur besseren Ausschöpfung des Informationsgehaltes der Messungsergebnisse und zur Erhöhung der Aussagekraft wurden deshalb bei der Auswertung des Wiederholungsnivellements solche Verfahren angewendet, welche neuere Erkenntnisse auf den Gebieten der Fehlertheorie und der mathematischen Statistik berücksichtigen. Dabei wurden die homogenisierten Strecken-, Linien- und Schleifenwidersprüche des Präzisionsnivellements als stationäre Zufallsfolge interpretiert.

## 2. Berechnung der Genauigkeitsparameter der Messungsergebnisse

Zur gesicherten Beurteilung der Genauigkeit des Netzes des Wiederholungsnivellements mit einer Gesamtlänge von etwa 6500 km erfolgte eine umfassende Auswertung der Messungsergebnisse. Dabei wurden neue Fehlerformeln zur Berechnung der Genauigkeitsparameter erprobt und angewendet /5/. Die in der Vergangenheit im internationalen Maßstab zur Beurteilung der Genauigkeit von Präzisionsnivellements angewendeten Fehlerformeln von Jordan, Lallemand, Rune usw. gestatten keine gesicherte Aussage über die erreichte Genauigkeit, da diese Formeln die Korrelationen der Messungsergebnisse nicht berücksichtigen. Das gilt insbesondere für die Schätzung der mittleren Fehler aus Strecken-, Linien- und Schleifenwidersprüchen sowie aus der Netzausgleichung. Die zur Auswertung des Wiederholungsnivellements angewendeten neuen Fehlerformeln liefern unverzerrte Schätzungen des mittleren Kilometerfehlers. Weiterhin wird damit eine Systematisierung der Genauigkeitsbeurteilung erreicht.

Aus den Messungsergebnissen des gesamten Nivellementsnetzes I. Ordnung wurde nach Abspaltung der durch physikalische Korrelationen verursachten Einflüsse ein mittlerer Messungsfehler

$$m = \pm 0,25 \text{ mm/km}$$

erhalten. Dieser Genauigkeitsparameter charakterisiert den mittleren Fehler des Registriersystems, in welchem die Ein-



flüsse von Instrument, Nivellierlatten und Beobachter enthalten sind, also die eigentlichen Meßfehler (innere Meßgenauigkeit).

Als weiterer Genauigkeitsparameter des Netzes ergab sich der mittlere Kilometerfehler

$$m(\varphi') = \pm 0,38 \text{ mm/km.}$$

Er folgt in gleicher Größe aus den Differenzen von Doppelmessungen eines Teiles der Nivellementsstrecken wie auch aus den Differenzen der Höhenunterschiede zwischen Hin- und Rückmessung der Strecken bei Berücksichtigung des Trends der Widersprüche  $\varphi$ . Dieser Parameter charakterisiert die Genauigkeit der Meßtechnologie des motorisierten Nivellements. Weiterhin ergab sich für den mittleren Fehler aus Schleifenwidersprüchen ohne Berücksichtigung der Abhängigkeiten

$$m(\varphi) = \pm 0,94 \text{ mm/km.}$$

### 3. Ausgleichung des Nivellementsnetzes I. Ordnung der DDR

Zur schnellen Nutzung der neuen Messungsergebnisse wurden für alle Festpunkte des Netzes aktuelle Höhen ermittelt /6/. Die Berechnung der Höhen erfolgte nach der Methode der Ausgleichung korrelierter Beobachtungen, bei der die Abhängigkeiten der gemessenen Höhenunterschiede berücksichtigt werden. Die dazu benötigten Kovarianzen wurden nach der Kollokationsmethode ermittelt, bei der eine Trennung der Messungsfehler  $n$  (Rauschen) von den korrelierten Anteilen  $s$  (Signalen) vorgenommen wird /2/.

Zur Ermittlung der Kovarianzen der gemessenen Höhenunterschiede wurde eine Kovarianzfunktion vom Gaußschen Typ benutzt. Die Parameter der Kovarianzfunktion ergaben sich aus den Verbesserungen  $v$  einer vorangegangenen (konventionellen) Netzausgleichung.

Zur Beurteilung der Wirksamkeit des Einflusses der Korrelationen auf die Ergebnisse der Netzausgleichung erfolgte eine Gegenüberstellung mit den Ergebnissen, die nach dem Verfahren der Ausgleichung unabhängiger Beobachtungen erzielt wurden.

Bei den Ausgleichungen wurde ein etwa in der Mitte des Netzes liegender Festpunkt als fehlerfreier Anschlußpunkt gewählt. Es ergaben sich folgende Genauigkeitsparameter:

- mittlerer Fehler der Gewichtseinheit (unabhängige Beobachtungen):  $m(v) = \pm 0,89 \text{ mm/km}$
- mittlerer Fehler der Gewichtseinheit (korrelierte Beobachtungen):  $m'(v) = \pm 0,72 \text{ mm/km}$
- mittlerer Fehler des Registriersystems:  $m(n) = \pm 0,25 \text{ mm/km}$ .

Der aus den Verbesserungen der Netzausgleichung nach der Trennung der Messungsfehler von den korrelierten Anteilen hervorgegangene mittlere Fehler des Registriersystems stimmt mit den aus Strecken- und Linienwidersprüchen erhaltenen überein.

Für eine Nivellementsline mit einer mittleren Länge von 70 km (mittlere Linienlänge in der DDR) ergeben sich folgende Genauigkeitsparameter:

- mittlerer Fehler einer gemessenen Linie:  $\pm 0,89 \sqrt{70}$   
=  $\pm 7,4 \text{ mm}$
- mittlerer Fehler einer ausgeglichenen Linie (unabh. Beob.):  
 $m = \pm 5,8 \text{ mm}$
- mittlerer Fehler einer ausgeglichenen Linie (korr. Beob.):  
 $m' = \pm 4,5 \text{ mm}$ .

Die Mittelwerte der mittleren Fehler der ausgeglichenen Höhen der Knotenpunkte betragen

- bei der Ausgleichung unabhängiger Beobachtungen:  
 $m_H = \pm 8,7 \text{ mm}$
- bei der Ausgleichung korrelierter Beobachtungen:  
 $m'_H = \pm 8,0 \text{ mm}$ .

Die Differenzen der ausgeglichenen Höhen zwischen beiden Ausgleichungsverfahren betragen maximal

$$|\Delta H|_{\max} = 7,0 \text{ mm}$$

und die mittlere Abweichung des Netzes

$$|\overline{\Delta H}| = 2,4 \text{ mm.}$$

Der Vergleich der Ergebnisse beider Ausgleichungsverfahren spricht deutlich für das Verfahren der Ausgleichung korrelierter Beobachtungen. Es besitzt gegenüber den herkömmlichen Verfahren eine höhere Leistungsfähigkeit.

Ein weiterer Vorteil des Verfahrens besteht darin, daß es wegen der Trennung der korrelierten Anteile von den eigentlichen Messungsfehlern (dem Rauschen) eine eindeutige Beurteilung der Meßgenauigkeit gestattet.

#### 4. Untersuchungen zum Nachweis vertikaler Erdkrustenbewegungen

Die in der DDR ausgeführten Untersuchungen waren darauf ausgerichtet, leistungsfähige Verfahren anzuwenden, die einen Nachweis statistisch gesicherter vertikaler Erdkrustenbewegungen ermöglichen. Als ein solches Verfahren erwies sich die Darstellung regionaler Bewegungen mittels Trendpolynomen. Bei dieser Methode werden die Bewegungsgeschwindigkeiten in beliebigen Punkten als Funktion ihrer Ortskoordinaten aufgefaßt. Die aus den Differenzen zweier Nivellements erhaltenen Bewegungen werden dabei in zwei Teile aufgespalten, und zwar in die regionalen Bewegungen und in die durch lokale physikalische Ursachen hervorgerufenen zufälligen Bewegungsschwankungen.

Das ermittelte Trendpolynom ist geeignet, die mittleren regionalen Erdkrustenbewegungen statistisch gesichert darzustellen. Das im Rahmen der Auswertung der Messungsergebnisse des Wiederholungsnivellements angewendete Kollokationsverfahren zur Abspaltung der systematischen Messungsfehler wurde auch zur Signifikanzprüfung des Trendpolynoms mit dem  $\chi^2$ -Parametertest verwendet, wobei die aus dem Rauschen geschätzte Varianz dem A-priori-Wert  $\sigma$  gegenübergestellt wurde.

Bei einer ersten Erprobung dieses Verfahrens ergab sich für das Gebiet der DDR eine statistisch gesicherte Kippung in Nord-Süd-Richtung /3/. Bei Anwendung der inzwischen erweiterten und präzisierten Konzeption ist ein nichtlineares Trendmodell zu erwarten, das der geologischen Struktur der DDR besser Rechnung trägt /4/.

Es wird eingeschätzt, daß diese erweiterte Konzeption einen gesicherteren Nachweis der vertikalen Erdkrustenbewegungen ermöglicht als die bisher üblichen Auswerteverfahren, da die erhaltenen mittleren regionalen Bewegungen weitgehend von Störeinflüssen meßtechnischer und technogener Art befreit sind.

## 5. Anwendung der EDV bei der Auswertung der Messungsergebnisse

Bei der Auswertung des sehr umfangreichen Messungsmaterials des Wiederholungsnivellements wurden die Möglichkeiten der elektronischen Datenverarbeitung genutzt. Das vom Forschungszentrum des VEB Kombinat Geodäsie und Kartographie geschaffene Programmsystem gestattet die durchgängige automatisierte Bearbeitung der Ergebnisse des Wiederholungsnivellements /1/.

## 6. Schlußfolgerungen

Aus der Auswertung des Wiederholungsnivellements des Staatlichen Nivellementsnetzes I. Ordnung ergibt sich insgesamt:

- Die Berechnung der Genauigkeitsparameter nach den neuen Fehlerformeln führt zu unverzerrten Schätzungen der mittleren km-Fehler (Standardabweichung der Gewichtseinheit).
- Die Ausgleichung von Präzisionsnivellementsnetzen nach dem Verfahren der korrelierten Beobachtungen weist gegenüber dem Verfahren der unabhängigen Beobachtungen eine höhere Leistungsfähigkeit auf.
- Zur Schätzung vertikaler Erdkrustenbewegungen sollten leistungsfähige Verfahren zur Anwendung kommen, die einen statistisch gesicherten Nachweis der Bewegungen ermöglichen.

Literatur:

- [1] Franke, A.: Ein Datenbankbetriebssystem für Präzisionsnivelements. Vermessungstechnik, Berlin 27 (1979) 1, S. 14-17.
- [2] Moritz, H.: Neuere Ausgleichungs- und Prädiktionsverfahren. Z. Vermess.-Wesen, Stuttgart 98 (1973) 4, S. 137-146.
- [3] Schädlich, M.; Steinberg, J.: Schätzung mittlerer vertikaler Erdkrustenbewegungen aus Wiederholungsmessungen. Vermessungstechnik, Berlin 26 (1978) 8, S. 257-260.
- [4] Schädlich, M.; Steinberg, J.: Schätzung regionaler vertikaler Erdkrustenbewegungen aus den Ergebnissen zweier Wiederholungsnivelements. Arb. Vermess.- u. Kt.-Wesen DDR, Bd. 43, Leipzig 1979.
- [5] Steinberg, J.: Anwendung moderner Verfahren bei der Auswertung von Präzisionsnivelements. Vermessungstechnik, Berlin 26 (1978) 7, S. 228-230.
- [6] Steinberg, J.: Ausgleichung des Staatlichen Nivellementsnetzes I. Ordnung der DDR unter Verwendung korrelierter Beobachtungen. Vermessungstechnik, Berlin 28 (1980) 2, S. 53-55.

New Interferometric Techniques for Measuring Horizontal Earth Crustal Movements

by

R. Schüler<sup>1)</sup>Summary

Im ZIPE wurde ein Interferometer mit moderner interferometrischer Meßtechnik entwickelt, das zum Vergleich von Strecken verschiedener Richtung und mit Längen von mehr als 1 km eingesetzt werden kann. Das Interferometer arbeitet nach dem Grundprinzip des Michelson-Interferometers mit kollimiertem Licht. Die Interferenzsignale werden photoelektrisch erfaßt und oszillographisch dargestellt. Die Darstellzeit der Signale beträgt etwa 1 ms und die vorhandene Gangdifferenz der Strahlenwege wird automatisch registriert. Das Interferometer wurde bei der Messung der Internationalen Standardbasis Potsdam eingesetzt und bis zu einer Reichweite von 2,7 km erprobt.

1. Introduction

Väisälä's successful work of interferometric measurements of long distances outside the laboratory in the open fields even under the condition of atmospheric disturbances, has it made possible to measure geodetic base lines with high accuracy. After the fundamental length-measurement of the 864-m-Nummela-Base-Line by Honkasalo in 1947, many base lines on other countries have been measured using the Finnish comparator.

In the Central Earth Physics Institute at Potsdam (ZIPE) Väisälä's principle of using a two-beam diffraction interferometer has been applied for geodetic length-measurements. In 1963 the development of a 24-m-comparator for measuring 24 m long invar wires and tapes was concluded, and in 1972 a modified Väisälä-comparator for measuring the 480 m long northern part of the Potsdam International Standard Base Line was accomplished and first measurements were achieved at the same time.

Although the application of Väisälä's diffraction interferometer had been very successful, it was exclusively used for geodetic base lines. Atmospheric disturbances are of great influence on the performance of the interferometric procedure, and therefore it seems generally to be impossible to measure distances longer than 1 km using this method.

Several years ago some new aspects of interferometric measurements in free air have been considered at ZIPE and their application investigated. Among them the principal possibility of interferometric length-measurements of distances longer than

---

1) Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde,  
DDR - 15 Potsdam, Telegrafenberg A 17

1 km have been examined. Although former efforts to apply interferometers with extended wave fronts for measuring long distances had failed, it could be shown, that nevertheless such a possibility really exist. It can be realized, if some new interferometric techniques partially known from other branches of interferometry are applied. On the other hand it seemed to be very important to compare also distances of different directions. This can be accomplished, if the customary inclined position between the paths of rays and the distances to be measured is abandoned and an autocollimating path is used.

## 2. Long range interferometer

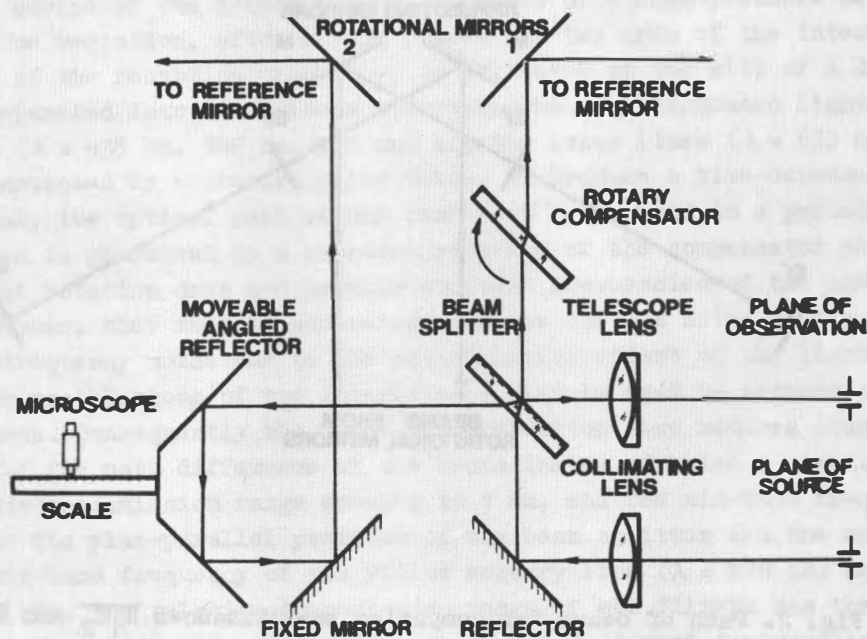


Fig. 1. Two-beam interferometer and its optical arrangement for measurements in the open field.

As a result of research with reference to the visibility of interference fringes under the condition of long light paths an interferometer was built based on the Michelson-interferometer with collimated light. The principle of the interferometer with its path of rays going to far distant reference mirrors is shown in Fig. 1. The light coming from the source is divided into two separated beams by a partially-reflecting beam splitter. The transmitted beam passes the compensator plate and is reflected by the rotational mirror 1 to a distant reference mirror. The second beam

reflected by the beam splitter, in building a loop by means of a moveable angled reflector and a fixed mirror, is directed by the rotational mirror 2 to the second reference mirror of the interferometer. The two rotational mirrors are adjustable in height and azimuth in order to lead the two beams to the reference mirrors set up in the field. The loop of the second beam with its moveable angled reflector may afford to change the optical path difference between the two beams within a range of 1 m. The amount of shifting is determined by means of a microscope scale connected with the reflector.

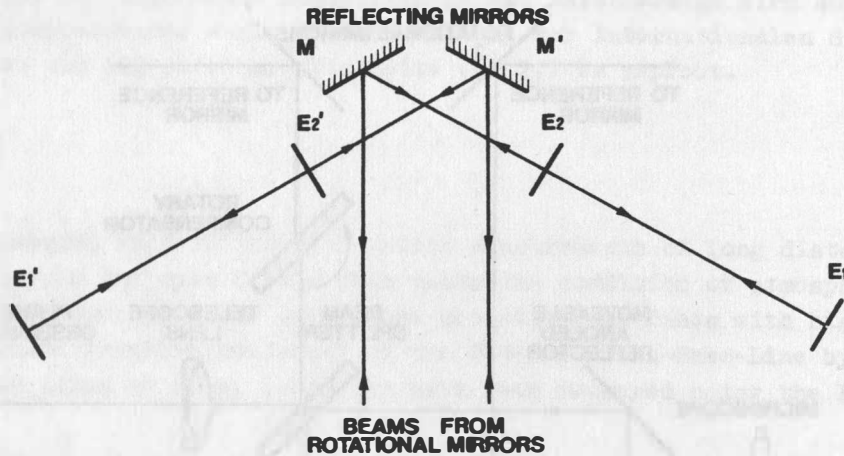


Fig. 2. Path of beams for comparing two distances  $\overline{E_1E_2}$  and  $\overline{E_1'E_2'}$ .

Fig. 2 shows the principle of an interferometric comparison between two distances  $\overline{E_1E_2}$  and  $\overline{E_1'E_2'}$  by means of the mentioned instrument. The two beams coming from the rotational mirrors follow the path over suitably placed reflecting mirrors, and the étalon mirrors  $E_2$  and  $E_2'$  being taken away to the reference mirrors  $E_1$  and  $E_1'$ . After reflection at these étalon mirrors the two beams are finally recombined by the beam splitter and interference will take place in the plane of observation of the telescope (Fig. 1), if the moveable angled reflector has such a position, that the path difference between the beams is nearly zero. Then the same procedure of measurement has to be accomplished using the étalon mirrors  $E_2$  and  $E_2'$ . The difference of readings at the scale yields half the difference of the distances  $\overline{E_1E_2}$  and  $\overline{E_1'E_2'}$ .

With some modification of the arrangement it is also possible to compare two distances with a common point and the same direction. If one of the lengths is



already known, this method is suitable for doubling distances. The interferometric comparison by using a scale does not reduce the relative accuracy of the measurement, for the compared lengths are very much longer than the scale. All adjustments of the mirrors are carried out by means of laserrays and therefore not very difficult.

### 3. Formation of the interference signal

It would be a very awkward attempt to find out interference fringes by visual observation in comparing distances longer than 1 km, as the range inside of which an observation of fringes is possible amounts only about 10  $\mu\text{m}$  and atmospheric disturbances very seldom allow to see them. Therefore a photoelectric detection and their representation by means of an oscilloscope must be used.

The light source of the interferometer consists of a high-pressure mercury lamp and lasers. The radiation, after having passed the two arms of the interferometer and arriving at the reception telescope, is collected at the slit of a dispersing system and separated into its different wavelengths. The separated light of the mercury lamp ( $\lambda = 435 \text{ nm}, 546 \text{ nm}, 578 \text{ nm}$ ) and the laser lines ( $\lambda = 633 \text{ nm}, 1150 \text{ nm}$ ) then can be detected by photomultiplier tubes. To produce a time-dependent interference signal, the optical path of one beam must be changed in a periodical way. This variation is generated by a constant rotation of the compensator plate (Fig. 1). But a constant rotation does not provide constant frequencies of the interference signals. Moreover, they must be separated from the current noise of the multipliers and the low-frequency noise due to the scintillation effect of the light beams. Therefore the oscillations of the interference signals must be reduced to small frequency bands. Consequently the range of observation also reduces itself to a small range of the path difference of the beams inside of which a signal may be observed. This transmission range amounts to 1 mm, and the mid-band frequencies correspond to the plan-parallel position of the beam splitter and the compensator plate. The mid-band frequency of the yellow mercury line ( $\lambda = 578 \text{ nm}$ ) has been chosen to 30 kHz. The relative transmission range of all filters has the value 0.1. After separated amplification and filtering of the different frequencies it is possible to produce a common signal by superimposing the selected wave lengths that may be observed on the screen of an oscilloscope.

### 4. Interference signal and positioning

The rotary compensator plate changes the path difference within a range of 15 mm. Nevertheless the real range of observation is only 1 mm, because the noise signals must be reduced by filtering. However, a widening of this interval has been accomplished by a heterodyne frequency. This intermediate frequency equals the difference between the interference signal and a frequency generated by an oscillation circuit which has a frequency response like the interference signal. The frequency response is imitated by a rotating capacitor of a special form which has a tie line with the compensator plate. That circuit amplifies the range of observation to about 8 mm

inside of which a signal may be seen.

If an emerging signal is observed, the optical path generated by the compensator plate must be known at the same time. For this purpose a rotary impuls step control by means of an incremental transducer is applied which provides  $10^4$  spike pulses per rotation. Within the transmission range of 1 mm the interval between two spikes corresponds to a change of the optical path of  $10 \mu\text{m}$ . With the aid of a suitable electronic regulating system the horizontal deflection of the observation oscilloscope can be triggered by selected spike pulses. As every pulse may also be used for brightening the cathode-ray tube, the written scale is calibrated in steps of  $10 \mu\text{m}$ . Consequently an exact positioning of the interference signal may be executed within an optionally chosen interval of representation.

### 5. Interference finding

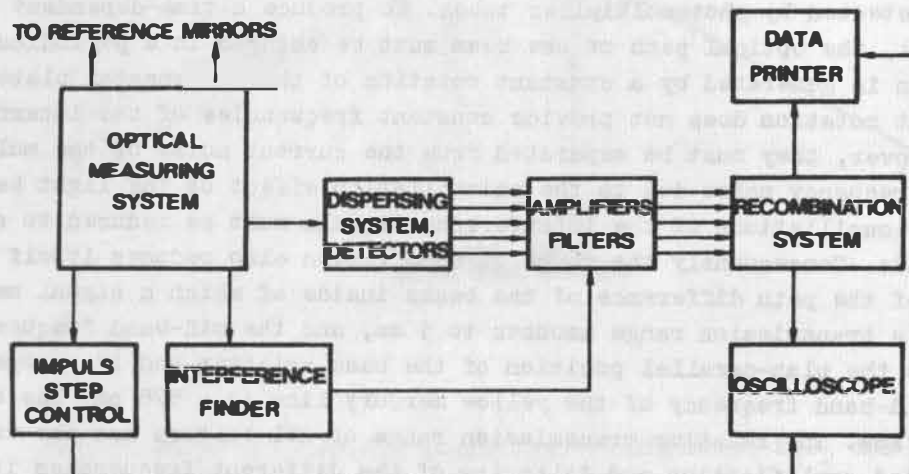


Fig. 3. Connecting diagram of the measuring arrangement.

In setting up the etalon mirrors and the reflecting mirrors according to the arrangement in the field it must be taken into account, that the path difference between the two interferometer arms does not exceed an amount of 1 m. This can be achieved through electro-optical distance measurements which provide moreover the lengths of the interferometer arms with an inaccuracy of about  $\pm 10 \text{ mm}$ .

For finding the interference signal an electronic interference finder is used

that signalizes the position of an emerging signal by means of a data printer. In combination with the mentioned heterodyne frequency a path difference of 8 mm can be scrutinized. If there are no signals, ranges in the vicinity of the presumptive setting of the angled reflector have to be examined. If a signal outside of the usual transmission range of 1 mm is announced, the reflector is moved until the signal passes inside of the required interval without the aid-frequency.

The same procedure for finding the interference signal and its positioning by data printing may be used to perform the length measurements themselves. The inaccuracy of  $\pm 10 \mu\text{m}$  for distances longer than 1 km is small enough to use the representation of the signals by means of an oscilloscope only as a supplementary aid in judging the signals and for special investigations with respect to their behavior under various atmospheric conditions.

The connecting diagram in Fig. 3 provides a short view as to the mode of operation of the measuring arrangement.

#### 6. Influence of atmospheric conditions

The condition of the free atmosphere near the ground does not always allow interference measurements. Therefore the conditions permitting such measurements have to be studied in order to succeed. Many experimental results and experiences during measurements carried out under various conditions have shown, that the conditions for interference can be estimated, if characteristic features of the image formation are taken into account: First of all the image of the light source that may be observed within the reception telescope must be recognizable. The better the quality of the image the better the conditions for interference. Images without any details that look like smears do not warrant a success. Further, a continuous changing of the direction anomaly of the beams does not allow a satisfactory coincidence of the two images of the beams, and interference signals do not appear. Therefore frequent adjustments are necessary for a signal reception. Finally the extinction of light by active constituents of the atmosphere plays an important role for interferometric measurements of long distances, for a certain intensity is necessary to produce an observable signal. But no exact single restrictive limit for each of these three characteristics does exist. The quality of all three together decides, whether a signal comes out.

However, if measurements are carried out, it is not necessary to investigate constantly this characteristics: The interferometer has only to be brought into a sufficient state of adjustment, then the electronic equipment itself judges, whether interference signals are possible or not, for an emerging signal is signalized by the data printer immediately.

The influence of temperature when comparing two distances by an interferometer is much smaller than for electro-optical distance measurements, for only the difference of the refraction index of air must be known while its absolute value is not

required. Therefore the inaccuracy of the measurements is smaller than  $10^{-7}$  in general. Although temperature measuring devices are still necessary for some points, the interferometer is able to indicate the atmospheric dispersion of the used wavelengths and is, therefore, appropriate to give information about the influence of the refraction index of the air. For that purpose experimental measurements are running on at the present time.

### 7. Interferometer testing and first measurements

In the past the interferometer was tested at different places and in several ways. Interference measurements require pillars for setting up the interferometer equipment and the different mirrors belonging to it. For measuring base lines always pillars built of stone have been used. For measurements in the open field outside of a base line, however, the erection of such pillars would be a sumptuary work. Therefore pillars of steel that may be taken into pieces have been built and successfully tested. The stability of such pillars is sufficient for distances up to 10 km and the adjustment of the fixed mirrors holds for hours. The interferometer testing as to the influence of the ground vibrations has shown, that such vibrations have only little influence on the signal formation, as the duration of time of the signal is only about 1 ms.

Experimental measurements as to the radius of action for range comparing have been successfully executed for distances up to 2700 m.

In the meanwhile first applications for direct measurements have been made in comparing the two mutually inclined parts of the Potsdam International Standard Base Line in 1976, 1977, and 1978. The last comparison has been performed in combination with an absolute length measurement of the northern part of the base line by the mentioned modified Väisälä-comparator. Consequently now the whole length of the 960-m-base-line is measured interferometrically.

However, there are also good prospects of an application of the interferometer for measuring horizontal earth crustal movements. Besides this other movements of interest, such as those of buildings could be determined in this way.

Meteorological processes and their connection with  
the covariance function of the statistical part in  
gravimetric registration series

by

W. Schwahn

Academy of Sciences of the GDR  
Central Earth Physics Institute

Резюме смотри стр. 10

Abstract

Starting from the second statistical moment (autocovariance function, power spectrum, admittances) in this paper the role of density changes in the atmosphere on gravity residuals is considered. The space-time relations between NEWTONIAN attraction and density changes are given in a general analytical formulation.

On this basis it may be shown that

- with respect to correlation in the time in the short-periodic ranges (4,5... cycles/day) the short-time (few hours) local (5 ... 10 kilometres) range of the four-dimensional density changes must be considered. It means that the admittances for these spectral ranges depend on seasonal and climatic-geographical situations
- with respect to correlation in the space (correlation between stations) the mesoscales (few hundreds up to two thousand kilometres) in the air pressure are important. For a distinct pressure surface the autocorrelation function of the NEWTONIAN mass-attraction is for this dimensions like the autocorrelation function of the density changes itself, for instance in the form

$$B_{rr}(s,0) = \exp(-C_1 s^2) \cos(C_3 \cdot s) .$$

In this dimensions (correlations length few days in time and up to two thousand kilometres in space) the loading effect of the changing air pressure becomes more interesting in the empirical gravity residuals.

A further investigation on the space-time properties of the gravity residuals demands on the basis of an international cooperation a dense network of meteorological as well as gravity stations and both long and high-precise registration series.

Introduction

It is well known that the signal, registered by an earth tide gravimeter or clinometer can be described by the sum of three components (WENZEL, 1976)

$$(1) \quad L(t) = p(t) + s_1(t) + d(t)$$

whereby  $L(t)$  registration signal

$p(t)$  tidal forces including tidal deformations and tidal loading effects of the earth, oceans and atmosphere

$s_1(t)$  disturbing signal (non-tidal gravity variations like microseismics, influence of the attraction and deformation due to atmospheric pressure changes, variations in the ground water table, secular gravity variations)

$d(t)$  drift (part in the registration signal whose physical explanation is missing at time).

Each of these three components demands a special investigation on their own properties, but also their interrelations must be regarded.

From the point of view of global earth models different methods were developed for the determination of  $p(t)$  (e.g. CHOJNICKI-, VENEDIKOV- methods). The summands  $s_1(t)$  and  $d(t)$  remain under this aspect without any physical interpretation, only their formal significance, for instance for the error estimation, was taken into account.

By the aid of high-precise and long gravimetric registration series we obtained few insights in the nature of the disturbing signal  $s_1(t)$ . A clear connection between the gravity changes and ground water table variations could not be formulated up to now, but it becomes distinct that both on theoretical (WARBURTON and GOODKIND, 1977) as well as on empirical basis (for a review see GERSTENECKER (1978)) one can estimate a value for the regression coefficient between gravity and air pressure of about

$$r = - 0.35 \text{ ugal/mbar.}$$

One of the most advanced method for the computation of  $r$  is the determination by the admittances  $A(f_i)$  for different frequencies  $f_i$  between the air pressure  $\Phi$  and the residual gravity variations  $\Gamma_R$  (for instance GOODKIND (1979))

$$(2) \quad A(f_i) = P_{\Phi \Gamma_R}(f_i) / P_{\Gamma_R \Gamma_R}(f_i),$$

where  $P_{\Phi \Gamma_R}$  means the cross-power spectrum between the stochastic air pressure  $\Phi$  and the stochastic gravity residuals  $\Gamma_R$ ,  $P_{\Gamma_R \Gamma_R}$  is the power spectrum of  $\Gamma_R$ .

Introducing admittances, just in this moment we introduce a new physical concept in our consideration: Now we understand a part of  $s_1(t)$  as a stochastic process produced by an other stochastic process, in this case by stochastic air pressure variations as a special process of stochastic meteorological processes. This new four-dimensional concept finds its expression in the formulation of space-time covariance functions and, as above mentioned, in space-time power spectra (in the cited case only in the time dimension). Using this concept consequently we must know on the one hand the relations between  $\Phi$  and  $\Gamma_R$  in these expressions. By this way we get the formulation for true admittances since in this framework the space-time character of the air pressure is taken into account completely. On the other hand for practical conclusions we must look for empirical data. Here I have found

- autocovariance functions of four-dimensional air pressure changes in mesoscale ranges
- admittances in the range of 4 ... 7 cycles per day and lower than one day.

Using this different material the aim of this paper is twofold:

- to give the formulation of the autocovariance function of gravity using the autocovariance function of the air pressure
- to conclude, in the opposite direction, from the admittances on the character of the generating air pressure process.

### General formulation

The air pressure as a four-dimensional process  $\Phi(\underline{x}, t)$  contributes to gravity changes  $\Sigma(\underline{x}, t)$  by

- the NEWTONIAN mass-attraction  $\Gamma(\underline{x}, t)$  due to the air density  $\Psi(\underline{x}, t)$
- the gravity variations  $\Delta(\underline{x}, t)$  due to the deformation of the earth's surface due to the air pressure  $\Phi(\underline{x}, t)$ .

Then we have the sum of two integrals

$$(3) \quad \Sigma(\underline{x}, t) = \int_{ES} G(\underline{x} - \underline{x}_1) \Phi(\underline{x}_1, t) d\underline{x}_1 + \\ + \int_A K(\underline{x} - \underline{x}_1) \Psi(\underline{x}_1, t) d\underline{x}_1$$

where ES means earth's surface, A earth's atmosphere,  $\underline{x} = (x_1, x_2, x_3)$  three-dimensional point coordinates, t time,

G the GREENS function, K the kernel for the vertical component.

Then the autocovariance function  $B_{rr}(\underline{x}_1, \underline{x}_2, t_1, t_2)$  is

$$(4) \quad B_{rr}(\underline{x}_1, \underline{x}_2, t_1, t_2) = B_{\Delta\Delta}(\dots) + B_{\Delta r}(\dots) + B_{r\Delta}(\dots) + B_{rr}(\dots)$$

This means, that in this second statistical moment also the elastic properties in the neighbourhood of the station occur. It was shown by WARBURTON and GOODKIND (1977) that the loading effect of pressure changes in a space dimension up to 200 km in the radius is lower than 15%. For the interpretation we should keep in mind this fact.

Now we confine us on the formulation of the autocovariance function  $B_{rr}$  of the NEWTONIAN attraction of the air masses  $\Psi(\underline{x}, t)$ .

The autocovariance function of the gravity effect of the atmosphere in local and mesoscale ranges

For local and mesoscale meteorological processes (i.e. processes up to few thousand kilometres) a simple rectangular coordinate system is used. The autocovariance function  $B_{rr}$  of the gravity effect is then following the second summand in (3)

$$(5) \quad B_{rr}(\underline{x}_1, \underline{x}_2, t_1, t_2) = B_{rr}(\underline{x}_1, \underline{x}_1 + \underline{s}, t_1, t_1 + \tau) \\ = E \left[ \Gamma(\underline{x}_1, t_1) \Gamma(\underline{x}_2, t_2) \right] \\ = E \left[ \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} d_1 x_3 d_2 x_3 \int_0^{\infty} d_3 x_3 (x_1 - x_3) (|\underline{x}_1 - \underline{x}_3|)^{-3} \Psi(\underline{x}_3, t_1) \right. \\ \left. \cdot \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} d_1 x_4 d_2 x_4 \int_0^{\infty} d_3 x_4 (x_2 - x_4) (|\underline{x}_2 - \underline{x}_4|)^{-3} \Psi(\underline{x}_4, t_2) \right]$$

where  $\underline{x}_3$  and  $\underline{x}_4$  are the source point variables indicating that the integration in each of the factors is independent. Now we suppose homogeneity in the  $x_1 - x_2$ -plane and using some substitutions one gets (SCHWAHN, 1975a)

$$(6) \quad B_{rr}(2\underline{s}, 3\underline{x}_1, 3\underline{x}_2, t_1, t_2) = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} d_3 x_3 d_3 x_4 \int_{-\infty}^{+\infty} d^2 \underline{s}' \\ \cdot B_{KK}(2\underline{s} - 2\underline{s}', 3\underline{x}_1 - 3\underline{x}_3, 3\underline{x}_2 - 3\underline{x}_4) B_{\Psi\Psi}(2\underline{s}', 3\underline{x}_3, 3\underline{x}_4, t_1, t_2)$$



with

$$(7) \quad B_{KK}(2\underline{a}, 3^{x_1}-3^{x_3}, 3^{x_2}-3^{x_4}) = \int_{-\infty}^{+\infty} d^2\underline{a}' \cdot \frac{3^{x_1}-3^{x_3}}{(1a'^2 + 2a'^2 + (3^{x_1}-3^{x_3})^2)^{3/2}} \frac{3^{x_2}-3^{x_4}}{((1a'+1a)^2 + (2a'+2a)^2 + (3^{x_2}-3^{x_4})^2)^{3/2}}$$

It means that the autocovariance function of the gravity caused by density fluctuations in the atmosphere may be formulated in the form of

- a convolution of two autocovariance functions:
- the autocovariance function of the NEWTONIAN kernel between the observation points and the source points (fig. 1, outer right-hand side)
- the autocovariance function of the density in the two source points (fig. 1, centre)
- and their integration over all two source points.

From this we conclude that two problems are to be solved:

- the determination of the ACF of the air density
- the determination of the ACF of the kernel.

#### The autocovariance function of the air density

In meteorology the autocovariance functions are used for the objective analysis of meteorological fields, input data control and forecast. A meteorological parameter studied most extensively by this way is the air pressure  $\Phi$  at the earth's surface and the heights  $H$  of different pressure surfaces (850, 500, 300 mbar) in the mesoscales (CZELNAI, GANDIN and ZACHARIEW, 1976).

Following (6) we need the four-dimensional ACF and for simplicity we use, since in this study we are interested at first in the space-time structure

$$(8) \quad B_{\Psi\Psi}(2\underline{s}, 3^{x_2}=0, 3^{x_4}=0, t_1, t_2) = c \cdot B_{\Phi\Phi}(\dots)$$

$$B_{\Psi\Psi}(2\underline{s}, 3^{x_2}, 3^{x_4}, t_1, t_2) = c_{24} B_{H_2 H_4}(\dots)$$

From the review given by OLEWSKAJA (1976) results

- (1) "in that time, when the space structure of the meteorological fields was under intensive investigation, the space-time structure was neglected"
- (2) the zero points of autocorrelation functions are for different pressure surfaces

earth's surface approx.	2 800 km
850 mbar	2 500 "
500 "	2 200 "
300 "	2 100 "

- (3) the empirical autocovariance functions depend on
  - (3a) - the geographical latitude
  - (3b) - the climatological season
- (4) the statement, that "the pressure variation after one day at one point corresponds very good with the pressure at the starting day up to distances in the range of thousand kilometres. Soon after three days the correlation falls down, after five days there is no correlation" (fig. 2,3).

Before we can draw some conclusions on the basis of these findings we must consider the properties of the second term in the convolution integral, the autocovariance function of the kernel.

#### The autocovariance function of the kernel

One can see that the formulation of  $B_{KK}$  in (7) is a convolution integral also. Using HANKEL-transforms one can solve this integral (SCHWAHN, 1975b)

$$(9) \quad B_{KK}(a, h_{13}, h_{24}) = 2\pi (h_{13} + h_{24}) / (|a|^2 + (h_{13} + h_{24})^2)^{3/2}$$

where  $h_{13} = z_1 - z_3$  and  $h_{24} = z_2 - z_4$ .

In figure 4 the autocorrelation functions for several  $h_{13} = h_{24}$  (5.0, 2.5 and 1.25 km height, i.e. approx. 530, 730 and 850 mbar pressure surface) are shown. We can remark the sharp decrease of the correlation length with decreasing height from the earth's surface (from approx. 30 km to 7 km).

It means that lower the density changes in the atmosphere are situated the shorter the influence on the gravity field is in the space. The significance of the changes in the neighbourhood is most important, in fig. 4 we have normalized curves.

The convolution of  $B_{KK}$  and  $B_{\Psi\Psi}$

From the consideration of the correlation length (fig. 2,3) in the autocovariance functions of the air pressure field and those (fig. 4) of  $B_{KK}$  follows that the autocovariance function  $B_{KK}$  operates for mesoscales like a delta function and we get for the gravity covariance function on the earth's surface

$$(10) \quad B_{rr}(\underline{s}, \underline{x}_1 = \underline{x}_2 = 0, t_2 - t_1 = \tau) = \int_0^\infty \int d\underline{x}_2 d\underline{x}_4 c_{24} B_{\Psi\Psi}(\underline{s}, \underline{x}_2, \underline{x}_4, \tau)$$

For a single level  $\underline{x}_2 = \underline{x}_4$  the autocovariance function of gravity may be formulated by use of a widely accepted analytical form (OLEWSKAJA (1976), GANDIN, MELESKO and MEŠČERSKAJA (1963)) of the autocovariance function  $B_{\Phi\Phi}$  resp.  $B_{\eta\eta}$

$$(11) \quad B_{rr}^N(|\underline{s}|, \tau) = C(\tau) \frac{\sin(C_1(\tau)s)}{C_1(\tau)s} \exp(-C_2(\tau)s)$$

or

$$(12) \quad B_{rr}^N(|\underline{s}|, 0) = \exp(-C_1 s^2) \cos C_3 s,$$

$s$  in units of  $10^3$  kilometres.

Formulas (11) and (12) are in a certain extent "predictions" since unfortunately up to now such a covariance function of the gravity residuals of stations with different distances was not estimated. But the european station net gives a good basis for such an investigation. If we have a remarkable deviation from this prediction or, better, from the evaluation of (6) using a complete information on the atmosphere then gravity changes due to deformations occur. Following our remarks in the introduction this effect plays perhaps an significant role for distances greater than 500 km.

The correlation length in time of mesoscale structures is (fig. 2,3) approx. 5 days and in the same scale we must find the correlation length in time for  $B_{\Sigma\Sigma}$ .

Some conclusions with respect to the admittances in the range of 4 ... 7 cycles per day

Estimating admittances then we use the FOURIER-transforms of the autocovariance function  $B_{rr}$  with  $^2s = 0$ ,  $^3x_1 = ^3x_2 = 0$  and we have

$$(13) \quad B_{rr}(0, t_1, t_2) = \iint_0^\infty d^3x_2 d^3x_4 \int_{-\infty}^{+\infty} d^2s'$$

$$B_{KK}(^2s', ^3x_2, ^3x_4) B_{\psi\psi}(^2s', ^3x_2, ^3x_4, t_1, t_2)$$

Neglecting the above mentioned fact of the seasonal dependence of  $B_{\psi\psi}$  we can insert instead of  $t_1, t_2$  the difference  $t_2 - t_1 = \tau$  and now we can apply the FOURIER-transform with respect to  $\tau$  and get admittances  $A(f_i)$ , for example see fig. 5 (GOODKIND, 1979).

In difference to the considerations in mesoscales here  $B_{\psi\psi}$  has a space structure in short times, otherwise the admittance is zero which contradicts the empirical results. This space structure must be different from this space structure with correlation length of five days. We can suppose that a structure in short distances (up to few kilometres) exists. We conclude further: When we have a structure in short distances then becomes the convolution with  $B_{KK}$  important.- Deformation effects may be excluded since the space structure is too small.

A structure in  $B_{\psi\psi}$  can be produced only by local climatic conditions. Perhaps on this way, since crustal response may be excluded, we can explain the differences in the admittances of few stations not only in great distances and different climatic zones (Finland, Japan) but also over short distances (Frankfurt - Wolfstein (GERSTENECKER, 1978), La Jolla - Piñon Flat (GOODKIND, 1979), see fig. 5). A verification is possible only then if we know the fine space-time structure of the air density, i.e. from zero up to some tenth of kilometres and in time in one hour or shorter.

A further investigation on the space-time properties of the gravity residuals demands on the basis of an international cooperation a dense network of meteorological and gravity stations and both long and high-precise registration series.

Literature

- CZELNAI, R.; GANDIN, L.S.; ZACHARIEW, W.I. (eds.)  
 Statističeskaja struktura meteorologičeskich polej  
 Budapest 1976
- GANDIN, L.S.; MELEŠKO, V.P.; MEŠČERSKAJA, A.V.  
 O primenenii universal'nyh zifrobych mašin dlja issle-  
 dovanija statističeskoj struktury meteorologičeskich  
 polej  
 Trudy GGO (Leningrad) vyp. 143 (1963), 113 - 129
- GERSTENECKER, C.  
 The influence of air pressure changes on precise gravity  
 measurements  
in: Beiträge zur astron. Geodäsie und Geodynamik  
 — Institut für phys. Geodäsie TH Darmstadt  
 Darmstadt 1978, 101 - 110
- GOODKIND, J.M.  
 Continuous measurements with the superconducting gravi-  
 meter  
 Tectonophysics, Amsterdam 52 (1979)1-4, 99 - 105
- OLEWSKAJA, S.M.  
 Davlenie i geopotenzial  
in: CZELNAI, R.; GANDIN, L.S.; ZACHARIEW, W.I. (eds.)  
 (see above), 81 - 106
- SCHWAHN, W. (1975a)  
 Eine allgemeine Formulierung der Auto- und Kreuzkorrela-  
 tionsfunktionen eines beliebigen statistischen Potential-  
 feldes in einem kartesischen Koordinatensystem  
 Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig 84(1975)2, 143 - 154
- SCHWAHN, W. (1975b)  
 Beziehungen zwischen den Autokovarianzfunktionen der  
 Schwere und der Dichte ...  
 Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig 84(1975)3-4, 281 - 296
- WARBURTON, R.J.; GOODKIND, J.M.  
 The influence of barometric pressure variations on gravity  
 Geophys. J. Roy. Astron. Soc., London 48(1977), 281 - 292

### List of figure captions

- Fig. 1: Schematic representation for the formulation of the autocovariance function according (6) and (7)
- Fig. 2: Space-time correlation function of the air pressure at the earth's surface in arctic latitudes (in OLEWSKAJA (1976)),  $\tau$  in units of a day.
- Fig. 3: Space-time covariance function of the geopotential heights for the 850- (above) and the 500- (below) mbar level (in OLEWSKAJA (1976))
- Fig. 4: Autocorrelation functions of the NEWTONIAN kernel for both source points in the same heights above the earth's surface: 5.0, 2.5 and 1.25 km
- Fig. 5: Admittances in La Jolla and Piñon Flat using two superconducting gravimeters (GOODKIND, 1979)

### Резюме

Исходя из второго статистического момента (автокорреляционная функция, спектр мощности для одного или двух рядов времени) в этой работе рассматривают влияние вариации плотности воздуха на гравиметрические резидуальные данные. Пространственно-временное отношение между притяжением и вариациями плотности формулируется в общем виде.

На этом основании возможно показать:

- в отношении к временной автокорреляционной функции в кратко-периодической области (4, 5 колебания/день) надо посмотреть кратковременный (несколько часов) локальный (5 ... км) масштаб вариаций плотности. Это значит, что отношение между гравитационными вариациями и давлением зависит от сезона и широты.
- в отношении к пространственной автокорреляционной функции важны среднemasштабные (несколько сот ... тысяч км) вариации. Для этих масштабов автокорреляционная функция гравиметрических резидуальных данных равна автокорреляционной функции вариации плотности, например в виде

$$B_{rr}(a, 0) = \exp(-c_1 a^{c_2}) \cos(c_3 a)$$

В этом масштабе эффект нагрузки давления воздуха играет растущую роль в эмпирических гравиметрических данных.

Для дальнейших исследований требуются на основе международной кооперации рациональная плотность сети метеорологических и гравиметрических станций а также длительные и высокоточные гравиметрические наблюдения.

ad 2  
2548  
63/III

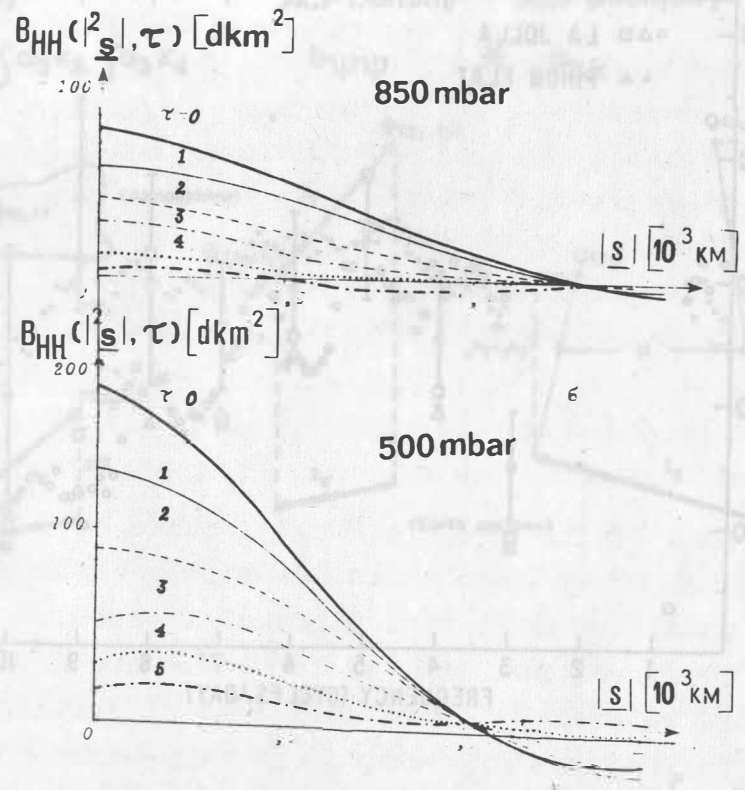


Fig. 3

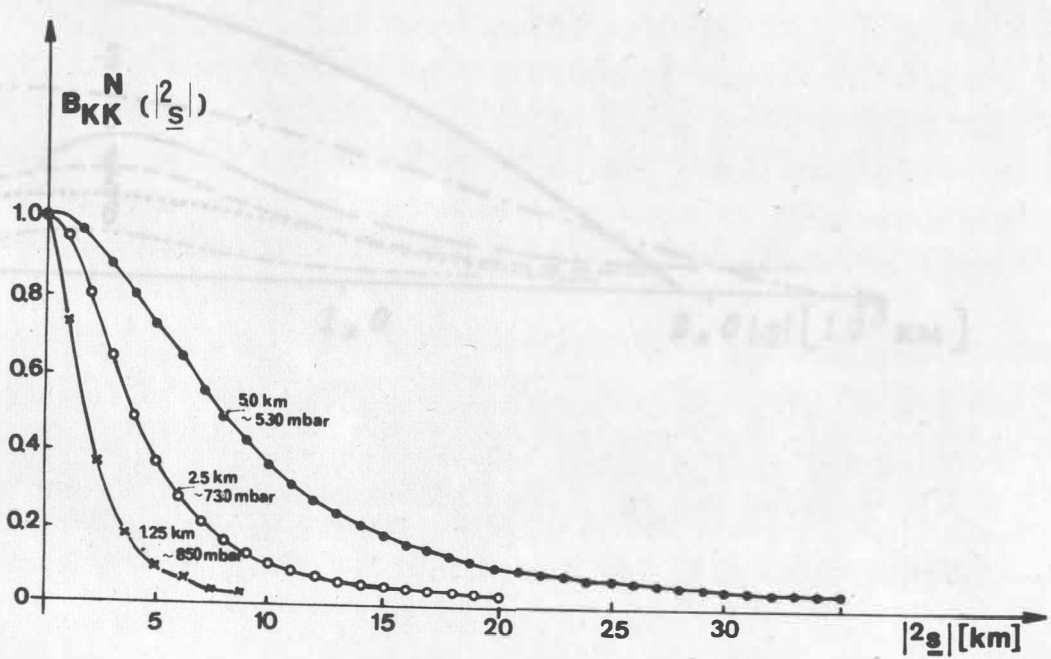


Fig. 4

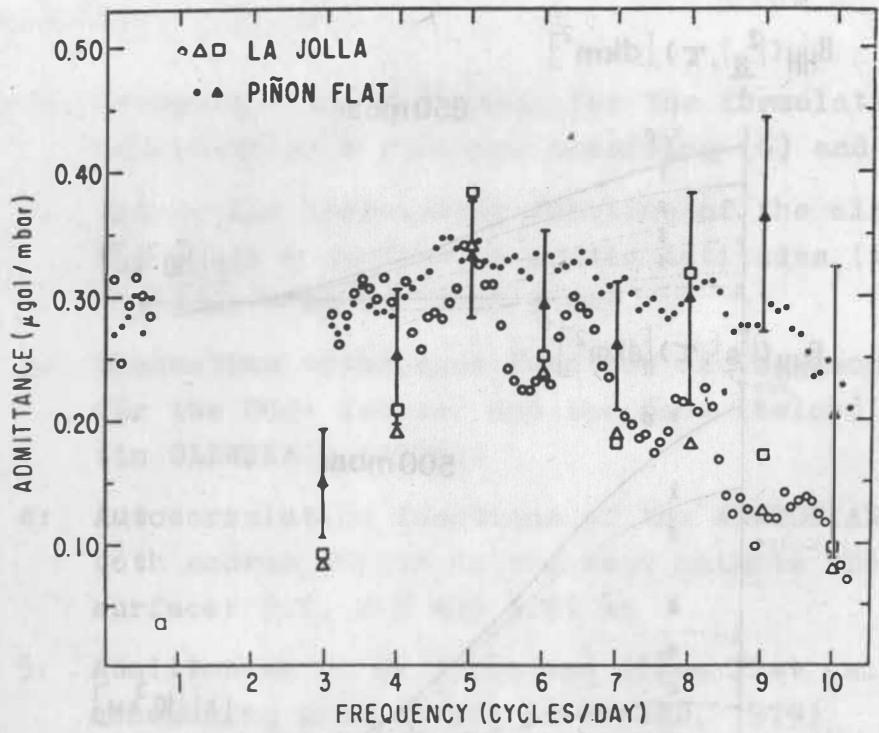
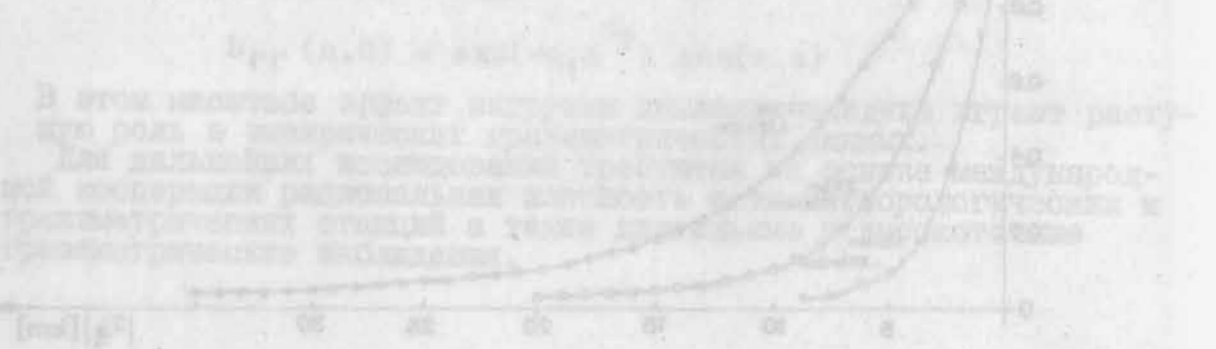


Fig. 5

В работе на станции сейсмологической обсерватории Калифорнийского университета в Лос-Анджелесе, Калифорния, США, в течение 1970-1971 гг. были получены данные о приливных деформациях земной коры. В этой работе рассматриваются данные о приливных деформациях земной коры, полученные на сейсмологической обсерватории Калифорнийского университета в Лос-Анджелесе, Калифорния, США, в течение 1970-1971 гг. В работе рассматриваются данные о приливных деформациях земной коры, полученные на сейсмологической обсерватории Калифорнийского университета в Лос-Анджелесе, Калифорния, США, в течение 1970-1971 гг.

На этом основании можно отметить:  
 - в отношении к земной коре Калифорнийского университета в Лос-Анджелесе, Калифорния, США, в течение 1970-1971 гг. были получены данные о приливных деформациях земной коры. В этой работе рассматриваются данные о приливных деформациях земной коры, полученные на сейсмологической обсерватории Калифорнийского университета в Лос-Анджелесе, Калифорния, США, в течение 1970-1971 гг.





ACF Gravity

$$b_{\Gamma\Gamma} = \int d_3 x_3 \int d_3 x_4$$

ACF Density

$$b_{\psi\psi}$$

ACF Geometry

$$* b_{kk}$$

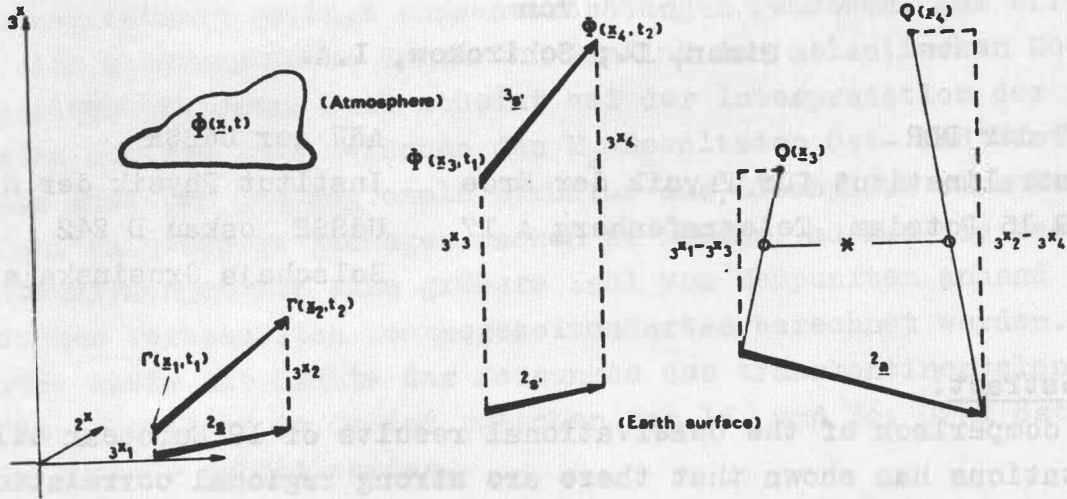


Fig. 1

$$B_{\Phi\Phi}^N(|s|, \tau)$$

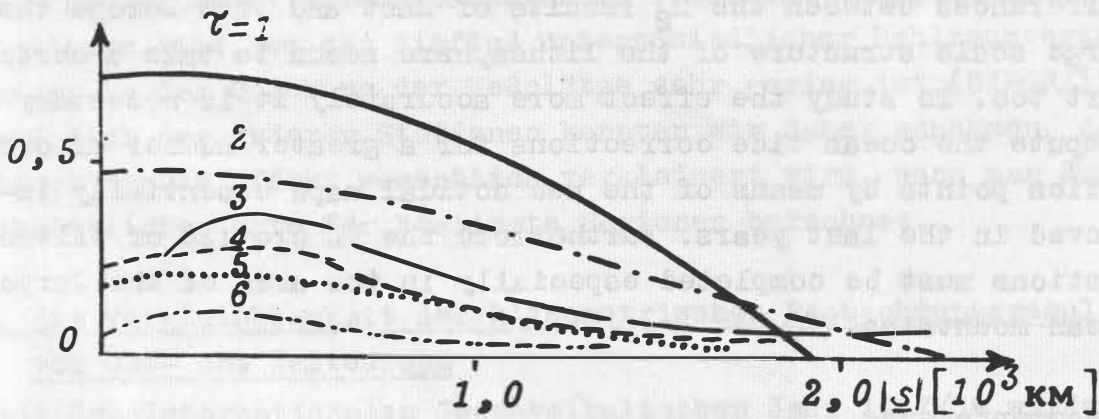


Fig. 2

Der Einfluß der Meereszeiten auf die klinometrischen Gezeiten-  
resultate von Ost- und Westeuropa

von

Simon, D.; Schirokow, I.A.

AdW der DDR

Zentralinstitut für Physik der Erde

DDR 15 Potsdam, Telegrafenberg A 17

AdW der UdSSR

Institut Physik der Erde

UdSSR Moskau D 242

Bolschaja Grusinskaja 10

Abstract:

A comparison of the observational results of 19 European tiltmeter stations has shown that there are strong regional correlations between them. Two different types of  $M_2$  results appear in this region. The first one located in Middle and West Europe is characterized as well by large azimuthal differences between, the diminishing factors  $\gamma_{EW}$  and  $\gamma_{NS}$  as high values of phase delays. The second type in the East European region shows small azimuthal differences of  $\gamma$ -values and small phase delays. The phenomena can be explained in a first approximation by the influence of the Atlantic ocean tides. But in the interpretation of the regional differences between the  $M_2$  results of East and West Europe the large scale structure of the lithosphere seems to take a certain part too. To study the effect more accurately it is necessary to compute the ocean tide corrections for a greater number of observation points by means of the new cotidal maps essentially improved in the last years. Furthermore the WE profile of tiltmeter stations must be completed especially in the area of the Carpathian mountains.

Zusammenfassung

Beim Vergleich der Beobachtungsergebnisse von 19 europäischen Klinometerstationen zeigten sich starke regionale Zusammenhänge. Es wurden 2 Typen von  $M_2$  - Resultaten beobachtet. In der Westregion

treten starke azimutale Unterschiede zwischen den Verminderungsfaktoren und große Phasenverspätungen auf. Dagegen wurden in der Ostregion in beiden Azimuten etwa gleich große Verminderungsfaktoren und relativ geringe Phasenverspätungen gemessen. Der Effekt läßt sich näherungsweise durch den Einfluß der atlantischen Meereszeiten erklären. Doch scheint bei der Interpretation der regionalen Unterschiede zwischen den  $M_2$ -Resultaten Ost- und Westeuropas auch die großregionale Struktur der Lithosphäre eine Rolle zu spielen. Um genauere Aussagen machen zu können, müssen die Meereszeitenwirkungen für eine größere Zahl von Meßpunkten anhand der inzwischen verbesserten Meereszeitenkarten berechnet werden. Außerdem müßte die Dichte der Meßpunkte des transkontinentalen WE-Profiles - besonders im Gebiet zwischen dem 15. und 30. Grad östlicher Länge - erhöht werden.

### 1. Aufgabenstellung

Ziel der Untersuchungen war es, irgendwelche regionalen Zusammenhänge zwischen den klinometrischen Meßergebnissen der europäischen Gezeitenstationen zu finden. Unter dem Eindruck der zahlreichen Arbeiten über topografische, tektonische und hohlraumbedingte Störeffekte schien die Entdeckungswahrscheinlichkeit solcher regionaler Zusammenhänge nicht sehr hoch zu sein. Jedoch hatten wir im Ergebnis unserer Gezeitenbeobachtungen in Tiefenort festgestellt, daß es Stationen gibt, wo der Einfluß unterschiedlicher Hohlraumverteilungen in der Umgebung der Meßplätze sehr gering ist (SIMON/1975/). Bezüglich der anderen Stationen konnten wir daher annehmen, daß dieser lokale Effekt wesentlich verkleinert wird, wenn man durchschnittliche Werte für bestimmte Regionen berechnet.

### 2. Zur Vergleichbarkeit der klinometrischen Beobachtungsergebnisse von Ost- und Westeuropa

Seit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58 wurden in Ost- und Westeuropa auf einer größeren Zahl von Untertagestationen Lotschwankungsbeobachtungen mit verschiedenen Typen von Gezeitenklinometern durchgeführt. Auf den mittel- und westeuropäischen Stationen kamen dabei in erster Linie Horizontalpendel der Konstruktionstypen VERBAANDERT-MELCHIOR und TOMASCHEK-ELLENBERGER

zum Einsatz, während man auf den osteuropäischen Stationen vorwiegend die von OSTROVSKIJ konstruierten fotoelektrischen Neigungsmesser zur Beobachtung der Gezeiteneffekte benutzte. Um die Vergleichbarkeit der in beiden Regionen erhaltenen Meßresultate zu kontrollieren, wurden Parallelregistrierungen und Überkreuzvergleiche zwischen den Standardinstrumenten und Stationsnetzen in Příbram/ČSSR, Tiefenort/DDR, Potsdam/DDR und Řimov-Budejovice/ČSSR durchgeführt. Dabei zeigte sich keine Abhängigkeit der Meßresultate vom Konstruktionstyp der verwendeten Klinometer. Die in Ost- und Westeuropa durch Lotschwankungsmessungen erhaltenen Gezeitenparameter sind folglich miteinander vergleichbar.

### 3. Das verwendete Beobachtungsmaterial

Um bei den Untersuchungen der regionalen Effekte die Wirkungen der Meeresgezeiten zu erfassen, wurden zur Auswertung in erster Linie die Meßergebnisse von solchen Stationen herangezogen, die möglichst nahe an einem transkontinentalen WE-Profil in der Höhe des 50. Breitengrades lagen (s. Abb. 1). In Gebieten geringer Stationsdichte mußten jedoch auch weiter nördlich oder südlich gelegene Meßorte berücksichtigt werden, wie z.B. Tbilissi und Kazan/UdSSR. Nichtberücksichtigt wurden dagegen die Beobachtungsergebnisse von Meßpunkten in tektonisch stark gestörten Zonen sowie aus der Küstenregion (Meeresentfernung  $D < 250$  km) wegen der in diesem Territorium schwer zu überschauenden lokalen Meeresgezeitenstörungen (s. dazu Abb. 2). Die Namen und geografischen Koordinaten der in Abb. 1 eingetragenen 19 Klinometerstationen sind in Tabelle 1 angegeben. Sie enthält ferner die Verminderungsfaktoren und Phasenverschiebungen der  $M_2$ -Tide in beiden Azimuten. In der letzten Spalte findet man die Differenz  $\Delta\gamma = \gamma_{EW} - \gamma_{NS}$  zwischen den Verminderungsfaktoren der EW- und NS-Komponenten. Da die in der Tabelle 1 zusammengestellten Gezeitenparameter in der Mehrzahl der Fälle durch vektorielle Mittelung aus den Meßergebnissen mehrerer Parallelinstrumente gewonnen wurden, haben wir in einer zweiten Tabelle die hierzu verwendeten Einzelresultate angegeben sowie die entsprechende Literatur zitiert. Anhand der Primärdaten ist zu erkennen, daß die Schwankungsbereiche der Meßresultate mehrerer

Parallelinstrumente von Station zu Station verschieden sind. In einigen Fällen haben die Beobachter allerdings durch nachträgliche Kontrollmessungen die Fehlerhaftigkeit einzelner herausfallender Meßresultate nachweisen können. Infolgedessen konnten die entsprechenden "Ausreißer"-Werte aus den vektoriellen Mittelungen herausgelassen werden (Příbram, Berchtesgaden). Noch ungeklärt ist dagegen die Ursache der nur in Książ/VR Polen beobachteten zeitlichen Drift der  $M_2$ -Resultate. Sie hängt möglicherweise mit der Azimutinstabilität der nur dort verwendeten BLUM-Pendel zusammen.

#### 4. Vergleich der $M_2$ -Resultate von Ost- und Westeuropa

Werden die in Tabelle 1 enthaltenen Gezeitenparameter miteinander verglichen, so lassen sich deutlich zwei Typen von Meßresultaten unterscheiden. In der Westregion findet man große Beträge der Differenzen zwischen den Verminderungsfaktoren  $\Delta\gamma = \gamma_{EW} - \gamma_{NS}$ , sowie starke Phasenverspätungen in beiden Azimuten (atlantischer Typ der  $M_2$ -Resultate). In der Ostregion treten dagegen sowohl geringe Werte von  $\Delta\gamma$  als auch kleine Phasenverspätungen auf (kontinentaler Typ der  $M_2$ -Resultate). Die Grenze zwischen den beiden Regionen befindet sich nach dieser Tabelle östlich der Stationen Książ/VR Polen, Příbram/ČSSR und Řimov/ČSSR sowie westlich der Station Sopron /VR Ungarn.

#### 5. Erste Deutungen der beobachteten azimutalen Unterschiede zwischen den Verminderungsfaktoren $\gamma_{EW}$ und $\gamma_{NS}$ in der Westregion

Die oben erwähnte Azimutabhängigkeit der in Mitteleuropa beobachteten  $M_2$ -Verminderungsfaktoren ist schon vor mehr als 70 Jahren von HECKER /1907/ entdeckt und auf den Einfluß der atlantischen Meereszeiten zurückgeführt worden. LOVE /1916/ entwickelte unter Bezugnahme auf diese Beobachtungsergebnisse im Jahre 1916 seine Theorie der direkten und indirekten Gezeiteneffekte auf einer elastischen (kugelförmigen) Erde. Die ersten Berechnungen der Meereszeitenkorrekturen für die Meßergebnisse von 5 europäischen Klimometerstationen wurden 1969 von PERTZEV anhand von Meereszeitenkarten durchgeführt. PERTZEV /1969/ berechnete diese Korrekturwerte aus den Beiträgen von jeweils 1680 Wasserkörpern von Kugelform mit kreisförmigen Grundriß. Die Attraktions- und

Deformationsanteile der Wirkung einer einzelnen derartigen kugelförmigen Schicht von Meerwasser der Dichte  $1.03 \text{ g/cm}^3$  auf ein Klinometer sind in Abb. 2 für verschiedene Abstände  $\psi$  von ihrem Zentrum dargestellt. Dabei wird unter dem Deformationsanteil die Summe aus der reinen Deformationswirkung und der entsprechenden Potentialänderung verstanden. Dem Diagramm ist zu entnehmen, daß die Registrierungen eines Neigungsmessers praktisch nur beeinflusst werden durch Meereszeiten, die nicht weiter als  $80^\circ$  von der Meßstation entfernt auftreten. Andererseits ist offensichtlich, daß schon kleine lokale Amplituden- und Phasenunterschiede der Meereszeiten im Küstenbereich zu starken lokalen Unterschieden zwischen den Meßergebnissen der küstennahen Stationen führen können. Aus diesem Grunde haben wir ja die Meßergebnisse der küstennahen Stationen bei unseren Untersuchungen nicht berücksichtigt. Für die weiteren Überlegungen ist schließlich interessant, daß die Attraktions- und Deformationseffekte etwa bis in  $\psi = 55^\circ$  Entfernung vom Belastungsort das gleiche Vorzeichen besitzen und gleichsinnig abnehmen.

#### 6. Vergleich der berechneten und beobachteten Parameter der $M_2$ -Welle entlang eines transkontinentalen WE-Profiles

Die von PERTZEV /1969/ berechneten Meereszeitenkorrekturen für die 5 fiktiven Klinometerstationen Warmifontaine/Belgien, Prag/CSSR sowie Poltawa, Moskau und Kazan /UdSSR können dazu verwendet werden, den Gang der  $M_2$ -Resultate beider Azimute auf einem transkontinentalen Profil von Westen nach Osten näherungsweise zu veranschaulichen. Zu diesem Zwecke gehen wir zunächst von willkürlich gewählten Näherungswerten für die meereszeitenfreien Verminderungsfaktoren  $\gamma_{\text{corr}}^i$  und Phasenverschiebungen  $\alpha_{\text{corr}}^i$  aus, wo  $i = 1$  die Meßrichtung EW,  $i = 2$  die Meßrichtung NS bezeichnen. Durch Auflösung der Korrektionsgleichungen

$$\gamma_{\text{comput}}^i + \Delta \gamma_{\text{p}}^i = \gamma_{\text{corr}}^i; \quad \left. \begin{array}{l} \gamma_{\text{p}}^i \\ \alpha_{\text{p}}^i \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{Pertzev'sche} \\ \text{Meereszeiten-} \\ \text{korrekturen} \end{array}$$

$$\alpha_{\text{comput}}^i + \Delta \alpha_{\text{p}}^i = \alpha_{\text{corr}}^i;$$

nach  $\gamma^i$  comput und  $\alpha^i$  comput erhalten wir für jede der 5 fiktiven Stationen je einen Erwartungswert für die Verminderungsfaktoren und Phasenverschiebungen in beiden Azimuten. In den folgenden Diagrammen sind diese von  $\gamma_{\text{corr}}$  bzw.  $\alpha_{\text{corr}}$  abhängigen Erwartungswerte der Verminderungsfaktoren (Abb. 3) und Phasenverschiebungen (Abb. 4 und 5) über den geographischen Längen ihrer Bezugsstationen als schwarz ausgemalte kleine Kreise eingetragen. Sie wurden durch gestrichelte Linien miteinander verbunden. Als Näherungswerte für den meereszeitenfreien (direkten) Gezeiteneffekt wurden in den Abb. 3-5 für beide Azimute die Werte  $\gamma_{\text{corr}} = 0.74$  und  $\alpha_{\text{corr}} = 0^\circ$  verwendet. Die Diagramme enthalten ferner die Beobachtungsergebnisse der in Tabelle 1 zusammengestellten 19 Klinometerstationen des WE-Profiles. In Abb. 3 bezeichnen die Endpunkte der vertikalen Geraden jeweils die Beiträge von  $\gamma_{\text{EW}}^{\text{obs}}$  und  $\gamma_{\text{NS}}^{\text{obs}}$ . Die geographischen Längen der betreffenden Stationen können an der Abszisse abgelesen werden. Ein erster Vergleich zwischen den berechneten und beobachteten Verminderungsfaktoren zeigt eine gewisse Übereinstimmung in der Tendenz ihrer Änderungen auf dem WE-Profil. In der Westregion sind sowohl die berechneten als auch die beobachteten Differenzen der Verminderungsfaktoren  $\Delta\gamma = \gamma_{\text{EW}} - \gamma_{\text{NS}}$  deutlich größer als in der Ostregion.

Der Vergleich der Phasenwerte führt zu einem ähnlichen Ergebnis: die beobachteten und berechneten Phasenverspätungen sind in der Westregion in beiden Azimuten deutlich größer als in der Ostregion. Wir wollen bei diesen Aussagen wie auch bei den folgenden Überlegungen im Auge behalten, daß für die vorliegenden Untersuchungen nur die Meereszeitenkorrekturen von 5 Stationen zur Verfügung standen, von denen nicht einmal alle auf unserem WE-Profil liegen. Die gestrichelten Verbindungslinien zwischen den Rechenwerten können daher höchstens die Tendenz der WE-Variation der Meereszeitenwirkungen sichtbar machen. Um genauere Referenzkurven zu erhalten, müssen unter Verwendung der heute vorliegenden verbesserten Meereszeitenkarten die Korrektionswerte für eine weitaus größere Zahl von Meßpunkten auf dem WE-Profil berechnet werden.

7. Die Unterschiede zwischen den beobachteten und berechneten Werten und die Probleme, die bei der Verwendung eines rein elastischen Modells zur Deutung der Beobachtungsergebnisse auftreten

Zur Berechnung der Meereszeitenwirkungen wurde von PERTZEV /1969/ das LOVE'sche Modell einer kugelförmigen Erde benutzt, deren elastische Parameter nur vom Kugelradius  $r$  abhängen. Beim Vergleich der auf diese Weise erhaltenen Referenzkurven mit den in Abb. 3-5 dargestellten Beobachtungswerten zeigen sich trotz der o.g. Gemeinsamkeiten auch beträchtliche Unterschiede zwischen den berechneten und beobachteten Daten. So ist aus Abb. 3 ersichtlich, daß in der Westregion die meereszeitenbedingten Differenzen zwischen den Verminderungsfaktoren  $\Delta \gamma = \gamma_{EW} - \gamma_{NS}$  im Mittel um den Faktor 2-3 mal größer sind als die entsprechenden berechneten Werte. In der Ostregion scheinen dagegen die beobachteten Meereszeitenwirkungen erheblich kleiner als die berechneten zu sein. Um das zu zeigen, wenden wir uns den als meereszeitenfrei angesetzten Bezugswerten  $\gamma_{corr}$  und  $\alpha_{corr}$  zu. Für den meereszeitenfreien Verminderungsfaktor  $\gamma_{corr}$  hätte man einen Wert zwischen 0.68 und 0.71 wählen können. Denn in diesem Bereich soll nach den Ergebnissen von neueren Modellrechnungen (s. z. B. SZAMEITAT/1979) sowie Meßergebnissen und theoretischen Überlegungen (MELCHIOR/1978/) den Globalwert  $\gamma_{M2}$  liegen. Bei Verwendung eines solchen Bezugswertes in Abb. 3 würden jedoch die mit den PERTZEV'schen Meereszeitenkorrekturen ermittelten "Erwartungswerte" für die Verminderungsfaktoren  $\gamma_{comput}^{(EW)}$  und  $\gamma_{comput}^{(NS)}$  in der gesamten Ostregion weit entfernt von den Beobachtungswerten liegen. Das ist in Abb. 6 zu sehen, wo  $\gamma_{corr} = 0.70$  als Bezugswert eingesetzt wurde. Ein großregionaler Mittelwert von  $\gamma_{M2} = 0.74$  für den meereszeitenfreien Verminderungsfaktor, der in Abb. 3 die berechneten Werte der Ostregion in den Bereich der Beobachtungsergebnisse rückt, ist nach den oben zitierten Ergebnissen jedoch viel zu hoch. Um zu einem plausiblen Wert von  $\gamma_{corr}$  zu gelangen, der dem vermutlichen Globalwert von  $\gamma_{M2}$  näher ist, müssen die Meereszeitenwirkungen in der Ostregion erheblich kleiner sein als die von PERTZEV berechneten Werte.



Als Näherungswert für die von Meeresgezeitenstörungen freien Phasenverschiebungen  $\alpha$  in beiden Azimuten wurde

$$\alpha_{\text{corr}} = 0^{\circ}$$

deshalb gewählt, weil in der neueren Literatur der Effekt der Gezeitenreibung im festen Erdkörper als vernachlässigbar klein angesehen wird (BROSCHKE, SÜNDERMANN /1978/). Im Falle von kleineren Meeresgezeitenwirkungen in der Ostregion rücken übrigens auch die in den Abb. 4 und 5 dargestellten Kurven der berechneten Phasenwerte mehr in den Bereich der Beobachtungsergebnisse.

In der Tabelle 1 und in den Abb. 3-5 scheint sich anzudeuten, daß der Übergang vom atlantischen zum kontinentalen Typ der  $M_2$ -Resultate nicht stetig, sondern sprunghaft erfolgt. Ein solcher Effekt wäre wegen des überwiegend atlantischen Meeresgezeiteinflusses ebenfalls nicht mit Hilfe des rein elastischen Erdmodells erklärbar. Zu seiner Deutung müßte angenommen werden, daß der elastische Zusammenhang zwischen den beiden Regionen geschwächt oder irgendwie unterbrochen ist. Doch ist die ungarische Station Sopron z. Z. die einzige klinometrische Beobachtungsstation in diesem Übergangsgebiet, von der den Autoren brauchbare Meßwerte vorliegen. Sopron liegt zudem relativ weit im Süden ( $\varphi = 47.7^{\circ}$ ) und gehört eigentlich schon in den pannonischen Raum. Um sprunghafte Änderungen der  $M_2$ -Resultate im Bereiche unseres transkontinentalen ME-Profiles in  $50^{\circ}$  nördlicher Breite nachweisen zu können, müßten an mehreren Stationen im nördlichen Vorland der Beskiden und Karpaten Lotschwankungsbeobachtungen durchgeführt werden. Wir haben die festgestellten Unterschiede zwischen den beobachteten und berechneten Gezeitenparametern und die daraus gezogenen Schlußfolgerungen der besseren Übersicht halber noch einmal in einer Tabelle zusammengestellt (s. Tab. 3).

### 8. Die Argumente für ein plattentektonisches Modell

Eine Modifikation des rein elastischen (LOVE'schen) Modells zur Berechnung der Meeresgezeiteneffekte ist nur möglich im Bereich des Deformationsanteils. Um eine Erklärung für die o.g. Abweichungen zwischen den beobachteten und berechneten Gezeitenparametern zu finden, muß man die LOVE'sche Voraussetzung einer reinen  $r$ -Abhängigkeit der elastischen Parameter fallen lassen und die

mögliche Existenz von lateralen Änderungen oder Anomalien der elastischen Parameter voraussetzen. Werden laterale Variationen der elastischen Parameter in der Lithosphäre zugelassen, so können leicht mehrere verschiedene Modelle angegeben werden, mit deren Hilfe sich die in Tab. 3 genannten Effekte mehr oder weniger gut erklären lassen. Wir haben uns nach Abwägen der vorliegenden Informationen und Argumente für eine plattentektonische Deutung dieser Erscheinungen entschieden, möchten jedoch darauf hinweisen, daß eine zuverlässige Interpretation der festgestellten Effekte zum gegenwärtigen Zeitpunkt noch nicht möglich ist. Die PERTZEV'schen Referenzkurven müssen erst einmal durch Berechnung der Meereszeitenkorrekturen für eine größere Zahl von Profilverpunkten unter Verwendung der neuen Meereszeitenkarten genauer bestimmt werden. Außerdem ist die Dichte der Meßpunkte auf dem WE-Profil besonders im Übergangsbereich zwischen dem 15. und 30. Grad östlicher Länge zu erhöhen. Das wird wahrscheinlich nur mit Bohrlochinstrumenten bzw. durch das Niederbringen von kleinen Schächten (Schurfen) nach der Methode von OSTROVSKIJ/MATVEEV/1969/ möglich sein.

Nun aber zu unserem Modell. Nach Le PICHON /1968/ liegt das Gebiet West- und Mitteleuropas, in dem  $M_2$ -Resultate des atlantischen Typs (große  $\Delta\gamma$ -Werte und Phasenverspätungen) beobachtet werden, auf einer großtektonischen Platte, die vom Mittelatlantik bis zum Karpatenbogen reicht. Mehr als 2/3 ihrer Fläche ist folglich vom Meerwasser bedeckt und damit den wechselnden Belastungen durch die Meereszeiten unterworfen (s. Abb. 7). Die Platte wird sich unter dem Einfluß der Meereszeitenvariationen deformieren und diese elastische Deformation müßte sich entsprechend dem LOVE'schen Modell und den Rechenergebnissen von PERTZEV bis in eine Entfernung von  $\psi = 80^\circ$  vom Belastungsort meßtechnisch nachweisen lassen, wenn nicht an der Grenze der ostatlantischen Platte im Gebiet des Karpatenbogens eine mehr oder weniger breite Zone in der Lithosphäre vorhanden wäre, in deren Bereich die elastischen Parameter gegenüber den Werten im Innern der angrenzenden Platten verändert sind. Infolge dieser lokalen Anomalie der elastischen Parameter wird der elastische Zusammenhang zwischen der ostatlantischen und der im Osten angrenzenden russischen Platte vermindert.

Infolgedessen erhöht sich die Nachgiebigkeit der ostatlantischen Platte gegenüber den Belastungsvariationen auf ihrer Oberfläche. In ihrem Bereich, d.h. in der Westregion, werden darum mit Neigungsmessern größere Beträge der Meereszeitenwirkungen gemessen als nach den Rechenergebnissen von PERTZEV /1969/ auftreten dürften. Andererseits bewirkt die Schwächung des elastischen Zusammenhanges der beiden Platten eine Verminderung der elastischen Meereszeitenwirkungen in der Ostregion. Sollte dieses plattentektonische Modell die Beobachtungsergebnisse richtig interpretieren, so müßte sich in der Übergangzone (Karpaten-Region) eine sprunghafte Änderung der  $M_2$ -Resultate zeigen.

Durch Modellrechnungen unter Verwendung der Methode der finiten Elemente könnte untersucht werden, welche lokale Anomalie der elastischen Parameter in einer Übergangzone vorgegebener Breite (z. B.  $B \approx 100$  km) ausreichen würde, um den beobachteten Effekt zu erklären. Für den Fall einer sehr schmalen Übergangzone ( $B < 1$  km) wäre die o.g. Forderung erfüllt, wenn z. B. der Elastizitätsmodul  $E$  in dieser Zone um einige Größenordnungen kleiner wäre als im Innern der Platten. Wir hätten es dann mit einer tiefreichenden tektonischen Störungszone zu tun. In Tabelle 4 werden unsere Argumente für das plattentektonische Modell in Anlehnung an Tabelle 3 noch einmal zusammengefaßt.

#### 9. Andere Möglichkeiten zur meßtechnischen Erfassung des Ganges der Meereszeitenwirkungen auf einem WE-Profil

Eine genauere Untersuchung der Meereszeiteneinflüsse ließe sich einfacher durchführen, wenn dieser Effekt in erster Näherung frei von den direkten Gezeitenwirkungen beobachtet werden könnte. Das ist mit gewissen Einschränkungen in Sonderfällen möglich. So könnten

- durch harmonische Analysen von Neigungsregistrierungen der EW-Komponente die Meereszeitenwirkungen mit 14-tägiger Periode (MF-Welle) direkt bestimmt werden. Denn in diesem Azimut gibt es keine direkte Gezeitenwelle mit  $M_2$ -Periode. Die Amplitude dieser meereszeitenbedingten Welle an der Station Tiefenort ist zur Zeit noch nicht bekannt. Zu ihrer Bestimmung

müßten die Analysenprogramme, z. B. das CHOJNICKI-Programm 15 F, noch etwas abgeändert werden.

- Ferner könnten durch harmonische Analysen von Strainmeterregistrierungen der EW-Komponente die Meeresgezeitenwirkungen mit  $M_2$ -Periode an Stationen in einer geographischen Breite, wo die direkte  $M_2$ -Welle ein relatives Minimum besitzt, mit einem geringen Fehler ermittelt werden. Beispielsweise wurden an der Station Tiefenort (geographische Breite  $\varphi \approx 50.6^\circ$ ) für den direkten Effekt mit  $M_2$ -Periode die Strainamplituden  $e_{\lambda\lambda} \approx 2 \times 10^{-10}$  (EW) und  $e_{\theta\theta} \approx 126 \times 10^{-10}$  (NS) sowie für den Meeresgezeiteneffekt  $e_{\lambda\lambda}^* \approx 5 \times 10^{-10}$  (EW) gemessen.

### 10. Schlußfolgerungen

Als wichtigstes Ergebnis dieser Arbeit wird der Nachweis von regionalen Zusammenhängen und regionalen Unterschieden zwischen den Gezeitenparametern der europäischen Klinometerstationen angesehen. Mit einem solchen Resultat hatte man unter dem Eindruck der zahlreichen Arbeiten über topographische, tektonische und hohlraumbedingte Störeffekte zunächst nicht gerechnet. Die Deutung der festgestellten azimuthalen Unterschiede zwischen den Verminderungsfaktoren der Westregion und der dort herrschenden großen Phasenverspätungen als Wirkungen der Meeresgezeiten dürfte nach Meinung der Autoren relativ sicher sein. Das gilt nicht in gleichem Maße für die erhaltenen Hinweise auf plattentektonische Einflüsse. Hier ist durch weitere Beobachtungen und Berechnungen der Meeresgezeitenwirkungen (s. Abschnitt 8) noch viel Arbeit zu leisten, um zu sicheren Aussagen zu kommen. Um die regionale Relevanz der Meeresgezeitenresultate von Klinometern und Strainmetern zu erhöhen, sollten

1. einheitliche Methoden bei der Installation der Instrumente, Analyse der Beobachtungsdaten und Dokumentation verwendet,
2. an jeder Station durch Parallelregistrierungen von mindestens 3 Instrumenten in jedem Azimut an Basisstation und Satellitenstationen die lokale und kleinregionale Repräsentativität kontrolliert,
3. Parallelregistrierungen von Neigungsmessern und Strainmetern nach Möglichkeit an jeder Profilstation durchgeführt und
4. neben der  $M_2$ -Tide auch Meeresgezeiteneinflüsse mit anderen Perioden (z. B.  $M_f$ -Periode) untersucht werden.

## Literatur

- BROSCHÉ, P., SÜNDERMANN, J. (Hrsg.) 1978  
Tidal Friction and the Earth's Rotation,  
Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York 1978 (241 pp)
- HECKER, O., 1907  
Beobachtungen an Horizontalpendeln über die Deformation des  
Erdkörpers unter dem Einfluß von Sonne und Mond  
Veröff. d. Kgl. geod. Inst., N.F., Berlin (1907) 32 und (1911) 19
- LE PICHON, X., 1968  
Sea Floor Spreading and Continental Drift  
Journ. Geophys. Res., Washington 73 (1968), 3661-3697
- LOVE, A.E.H., 1911  
Some Problems of Geodynamios  
Dover Publ. Inc., New York, 1967
- OSTROVSKIJ, A.E., MATVEEV, B.P., 1969  
Tidal Tilts of the Earth by Observations in the USSR  
VI. Symp. Int. sur les Mar. Terr., Strasbourg 1969, Proc., 90-96
- PERTZEV, B.P., 1969  
The Effect of the Ocean Tides upon Earth tide observations  
VI. Symp. Int. Sur les Mar. Terr., Strasbourg 1969, Proc., 113-115
- MELCHIOR, P., 1978  
The Tides of the Planet Earth, Pergamon Press, Oxford, London,  
Edinburgh, New York, Paris, Frankfurt, 1978
- SIMON, D., 1975  
A contribution to the discussion concerning tectonic influences  
or cavity effects on clinometric tidal parameters  
Paper, XVI<sup>th</sup> Gen. Ass. of IUGG, Grenoble, Interdisc. Symp. 24  
an "Tidal Interactions, including Earth Tides", pp. 7
- SZAMEITAT, H.-J., 1979  
Modell einer elastischen Erde auf der Grundlage finiter Kugel-  
schalen-Elemente  
Dtsch. Geod. Komm. Reihe C: Diss. Heft Nr. 249, Frankfurt (1979)  
pp 133

Tab. 1 Beobachtungsergebnisse (vektorielle Mittelwerte)

Nr. Station	geogr. Koord.		$M_2$ (EW)		$M_2$ (NS)		$\gamma_{EW} - \gamma_{NS}$
	$\lambda$	$\varphi$	$\gamma$	$\alpha$	$\gamma$	$\alpha$	
1 Tiefenort	10.1°	50.6°	0.810	-10.6°	0.699	-5.6°	0.111
2 Clausthal-Zellerfeld	10.3°	51.8°	0.833	-5.7°	0.676	-8.4°	0.157
3 Potsdam	13.0°	52.4°	0.763	-8.5°	0.552	-6.9°	0.211
4 Berchtesgaden	13.0°	47.6°	0.821	-12.5°	0.678	-2.1°	0.143
5 Freiberg/Sa	13.3°	50.9°	0.795	-7.8°	0.689	-3.9°	0.106
6 Píbram	14.0°	49.7°	0.782	-12.1°	0.657	-9.9°	0.125
7 Rimov-Budejovice	14.5°	49.0°	0.816	-8.1°	0.545	-9.1°	0.271
8 Książ	16.3°	50.7°	0.810	-11.0°	0.684	-5.4°	0.126
9 Sopron	16.6°	47.7°	0.736	0.5°	0.715	-1.7°	0.021
10 Kiew	30.5°	50.4°	0.728	-1.5°	0.730	6.4°	-0.002
11 Roudka	32.0°	50.0°	0.724	0.3°	0.689	0.6°	0.035
12 Bagatichka	33.1°	50.0°	0.690	1.1°	0.725	3.8°	-0.035
13 Poltava	34.5°	49.6°	0.711	0.8°	0.703	0.4°	0.008
14 Samotevka	35.2°	50.8°	0.707	0.6°	0.704	-3.6°	-0.031
15 Chewtschenko	35.6°	49.5°	0.699	-0.4°	0.712	4.3°	0.013
16 Katerinovka	36.8°	49.0°	0.691	1.2°	0.715	0.5°	0.024
17 Libknechtovsk	38.1°	48.7°	0.706	-0.4°	0.713	2.8°	-0.007
18 Tbilisi	45.0°	41.8°	0.711	-1.2°	0.714	3.8°	-0.003
19 Kazan	48.8°	55.8°	0.707	1.6°	0.710	-0.1°	-0.003

Tab. 2 Originaldaten und Quellenangaben

Station Nr.	$M_2$ (EW)		$M_2$ (NS)		Literatur
	$\gamma$	$\alpha$	$\gamma$	$\alpha$	
1	0.814	-11.3 <sup>0</sup>	0.672	- 6.8 <sup>0</sup>	SIMON, D., The influence of local and regional effects on the results of tidal tilt measurements XIV Gen.Ass of the Europ. Seism. Comm Trieste 1974, Proc., 457-458 (1974)
	0.810	-11.1 <sup>0</sup>	0.704	- 4.7 <sup>0</sup>	
	0.806	- 9.2 <sup>0</sup>	0.721	- 5.0 <sup>0</sup>	
2	0.849	- 5.2 <sup>0</sup>	0.697	-12.7 <sup>0</sup>	BONATZ, M.(Hrsg.) Beiträge zur Erdgezeitenforschung des Arbeitskreises Geodäsie/Geophysik der Bundesrepublik Deutschland. Dtsch. Geod. Komm., R. B.: Angew. Geod. Heft Nr. 211, 72-95, (1975)
	0.817	- 6.2 <sup>0</sup>	0.659	- 4.4 <sup>0</sup>	
3	0.763	- 8.5 <sup>0</sup>	0.552	- 6.9 <sup>0</sup>	BYL, J., Persönl. Mitteil., (1980)
4	0.821	-12.5 <sup>0</sup>	0.694	- 9.7 <sup>0</sup>	EBERHARD, O., Ergebnisse der Erdgezeitenbeobachtungen 1961-1968 in Berchtesgaden. Dtsch. Geod. Komm., R. B.: Angew. Geod. Heft Nr. 70/T I-III, (1971)
			0.674	5.7 <sup>0</sup>	
5	0.803	- 8.6 <sup>0</sup>	0.674	- 5.0 <sup>0</sup>	SCHNEIDER, M., Lotschwankungsmessungen mit Vertikalpendeln in Freiberg/Sa. V. Symp. Int. sur les Mar. Terr. Bruxelles Comm. n° 236 de l'Obs. Roy. de Belg. (1965); SCHNEIDER, M., Ein Vertikal-Einstab-Pendel zur Messung der erdgezeitenbedingten Lotschwankungen, Studia geoph. et geod., 10, 422-436, (1966)
	0.807	-10.0 <sup>0</sup>	0.678	- 4.1 <sup>0</sup>	
	0.815	- 4.9 <sup>0</sup>	0.709	- 2.6 <sup>0</sup>	
	0.756	- 7.7 <sup>0</sup>			
6	0.738	-12.7 <sup>0</sup>	0.672	-14.9 <sup>0</sup>	SKALSKY, L. Ustanovka prilivnoj naklonomernoj apparaturoj s celju polucenija naiboleje dostovernych rezultatov. Studia geoph. et geod., 20, 196-202, (1976)
	0.745	- 5.5 <sup>0</sup>	0.621	-13.9 <sup>0</sup>	
	0.716	- 9.0 <sup>0</sup>	0.610	-10.9 <sup>0</sup>	
	0.857	-11.9 <sup>0</sup>	0.737	- 1.2 <sup>0</sup>	
	0.852	-10.3 <sup>0</sup>			
	0.780	-16.1 <sup>0</sup>			
	0.809	-12.6 <sup>0</sup>			
	0.766	-15.6 <sup>0</sup>			
	0.785	-14.7 <sup>0</sup>			

Tab. 2 Originaldaten und Quellenangaben (Fortsetzung)

Station Nr.	$M_2$ (EW)		$M_2$ (NIS)		Literatur
	$\gamma$	$\alpha$	$\gamma$	$\alpha$	
7	0.812	- 8.0°	0.569	- 9.6°	SKALSKY, L., Ustanovka prilivnoj naklonomernoj apparaturoj s celju polucenija naiboleje dostovernych rezultatov. Studia Geoph. et geod. 20, 196-202, (1976)
	0.818	- 8.0°	0.520	- 8.6°	
	0.815	- 8.0°			
	0.820	- 8.8°			
8	0.858	-14.6°	0.706	- 7.1°	CHOJNICKI, T. Résultats des mesures clinometriques des marées, exécutées au cours des années 1973/74, 1974/75, 1975/76 et 1976/77 a la station Ksiaz. Publ. of the Inst. of Geoph. Pol. Acad. of Sc., Warszawa, (1975-1978)
	0.883	-12.0°	0.707	- 4.4°	
	0.749	- 9.2°	0.659	- 4.7°	
	0.754	- 7.6°	0.665	- 5.5°	
9	0.736	0.5°	0.715	- 1.7°	LICHTENEGGER, H., Vorläufiger Bericht über Erdzeitenregistrierungen in Sopron/Ungarn, Paper, VII. Int. Symp. über Erdzeiten, Sopron/Ungarn, (1973), 6 S., 7 Anl.
10	0.728	- 1.5°	0.730	6.4°	BALENKO, V., KOUTNY, A., Determination de l'onde $M_2$ d'après les observations des inclinaisons de marées de long du profil Kiev-Poltava-Artemovsk, VII. Int. Symp. über Erdzeiten, Sopron/Ungarn, (1973), 7 S., 4 Anl.
11	0.724	0.3°	0.689	0.6°	wie 10
12	0.690	1.1°	0.725	3.8°	wie 10
13	0.711	0.8°	0.703	0.4°	wie 10
14	0.707	0.6°	0.704	- 3.6°	OSTROVSKIJ, A.E., MATVEEV, P.S., Tidal Tilts of the Earth by Observations in the USSR, VI. Symp. Int. sur les Mar. Terr., Strasbourg, Proc., 90-94, (1969)
15	0.730	- 2.3°	0.736	1.5°	wie 10



Tab. 2 Originaldaten und Quellenangaben (Fortsetzung)

Station Nr.	$M_2$ (EW)		$M_2$ (NS)		Literatur
	$\gamma$	$\alpha$	$\gamma$	$\alpha$	
16	0.691	1.2°	0.715	0.5°	wie 10
17	0.706	- 0.4°	0.713	2.8°	wie 10
18	0.711	- 1.2°	0.714	3.8°	BALAVADSE, B.K., KARTVELISCHWILI, K.S., Prilivnoje nakhly zemli v Tbilisi. Bull. Acad. Sc. of Georg. SSR, 80, No 2, 349-352, (1975)
19	0.707	1.6°	0.710	-0.1°	wie 14

Tab. 3 Die Abweichungen der beobachteten Meeresgezeitenwirkungen von den berechneten

Nr.	Region	Effekt	Schlußfolgerungen
1	West- und Mitteleuropa	$\Delta\gamma$ obs $>$ $\Delta\gamma$ comput	die beobachteten Meeres- gezeitenwirkungen sind in der Westregion erheblich größer als die berechne- ten

Tab. 3 Die Abweichungen der beobachteten Meeresgezeitenwirkungen von den berechneten (Fortsetzung)

Nr.	Region	Effekt	Schlußfolgerungen
2	Osteuropa	<p>der Bezugswert für den meeresgezeitenfreien Verminderungsfaktor <math>\gamma_{\text{corr}} = 0.74</math> mußte im Vergleich zum vermutlichen Globalwert von <math>\gamma_{M2}</math> erheblich zu hoch gewählt werden, um eine Übereinstimmung zwischen den beobachteten und berechneten <math>\gamma</math>-Werten herbeizuführen. Wenn <math>\gamma_{\text{corr}}</math> einen plausiblen Wert in der Nähe des vermutlichen Globalwertes annehmen soll, müssen die Meeresgezeitenkorrekturen kleiner werden</p>	<p>die beobachteten Meeresgezeitenwirkungen sind in der Ostregion erheblich kleiner als die berechneten</p>
3	Osteuropa	<p>die berechneten Phasenverspätungen sind in beiden Azimuten größer als die beobachteten</p>	<p>die beobachteten Meeresgezeitenwirkungen sind in der Ostregion erheblich kleiner als die berechneten</p>
4	<p>Übergangszone zwischen der Ost- und Westregion</p>	<p>die auf dem WE-Profil beobachteten Werte <math>\Delta\gamma</math>, <math>\epsilon_{EW}</math> und <math>\epsilon_{NS}</math> scheinen sich in der Übergangszone nicht stetig, sondern sprunghaft zu ändern (bisher nur am Beispiel der Meßwerte einer einzigen Station beobachtet)</p>	<p>der elastische Zusammenhang zwischen der Ost- und Westregion könnte in dieser Zone geschwächt bzw. teilweise unterbrochen sein</p>

Tab. 4 Die Argumente für ein plattentektonisches Modell

Nr.	Region	Argument
1	West- und Mitteleuropa	$\Delta\gamma_{\text{obs}} > \Delta\gamma_{\text{comput}}$ , weil der elastische Zusammenhang mit der Ostregion geschwächt bzw. teilweise unterbrochen ist und sich die ostatlantische Platte deshalb bei Belastungsänderungen ihrer Oberfläche stärker neigen kann;
2	Osteuropa	der Bezugswert $\gamma_{\text{corr}}$ befindet sich in besserer Übereinstimmung mit dem entsprechenden theoretischen Wert, weil die Meereszeitenkorrekturen kleiner sind (der elastische Zusammenhang mit der Westregion ist geschwächt bzw. teilweise unterbrochen);
3	Osteuropa	die berechneten Phasenwerte sind den Beobachtungswerten näher gekommen, weil die Meereszeitenkorrekturen kleiner sind (s. Punkt 2);
4	Übergangszonen zwischen der West- und Ostregion	die Werte von $\Delta\gamma$ , $\alpha_{\text{EW}}$ und $\alpha_{\text{NS}}$ auf dem transkontinentalen WE-Profil müssen sich im Bereich der Übergangszonen sprunghaft ändern, wenn das o.g. plattentektonische Modell zutrifft.

Abb. 1

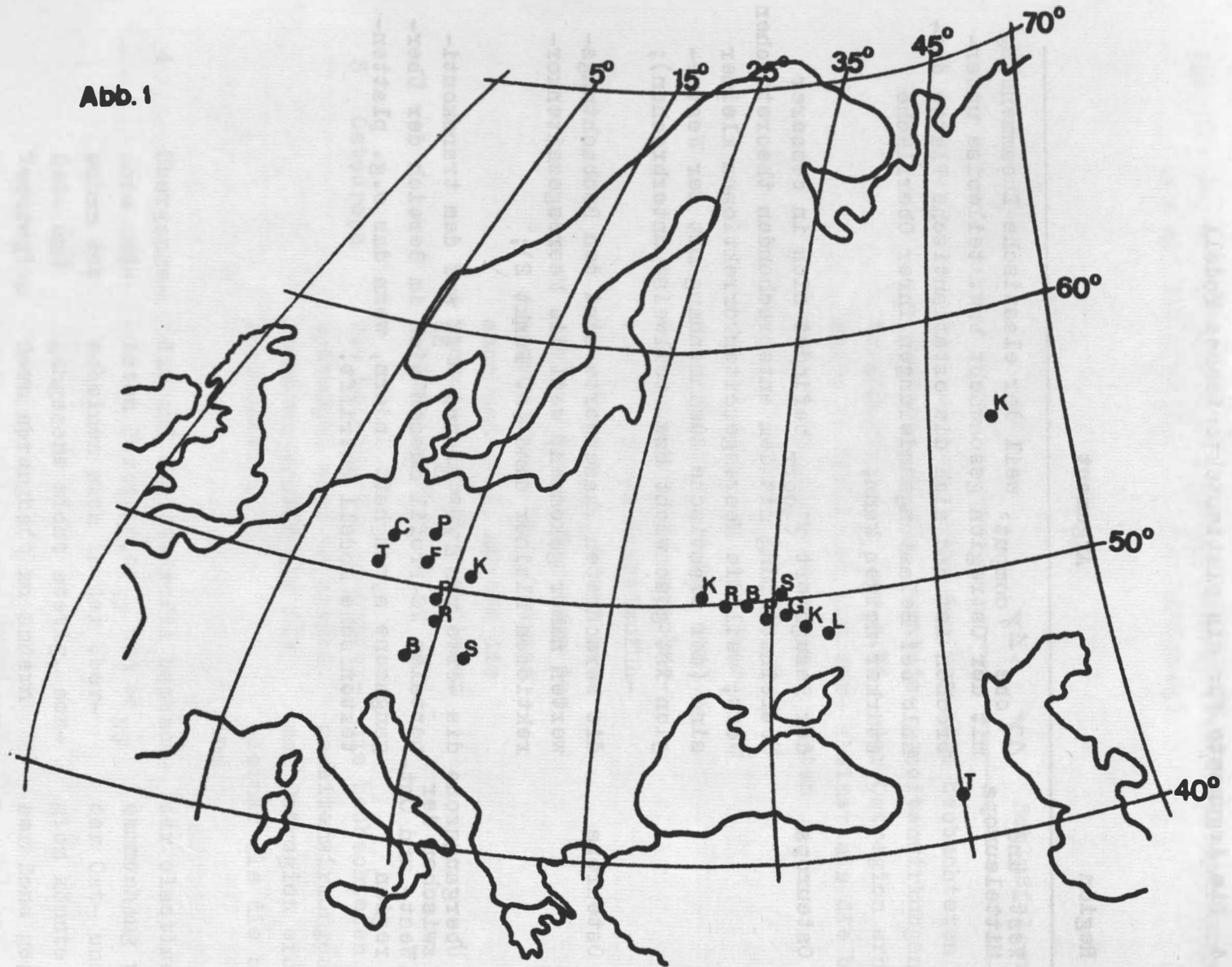


Abb. 1 Kartenskizze mit Angaben über die geographische Lage der in Tab. 1 genannten Klinometerstationen.  
T, C, P ... Anfangsbuchstaben der Stationsnamen

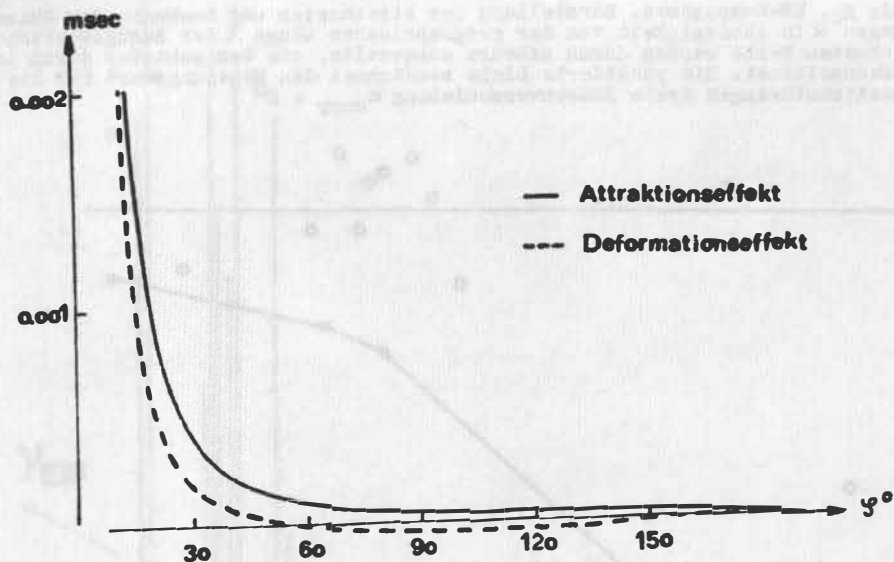


Abb. 2. Beträge der Attraktions- und Deformationswirkungen einer kugelkappenförmigen Schicht von Meerwasser mit kreisförmigen Grundriß in unterschiedlichem Abstand  $\psi$  von ihrem Zentrum (aus PERTZEV/1969, p. 115, fig. 2/)

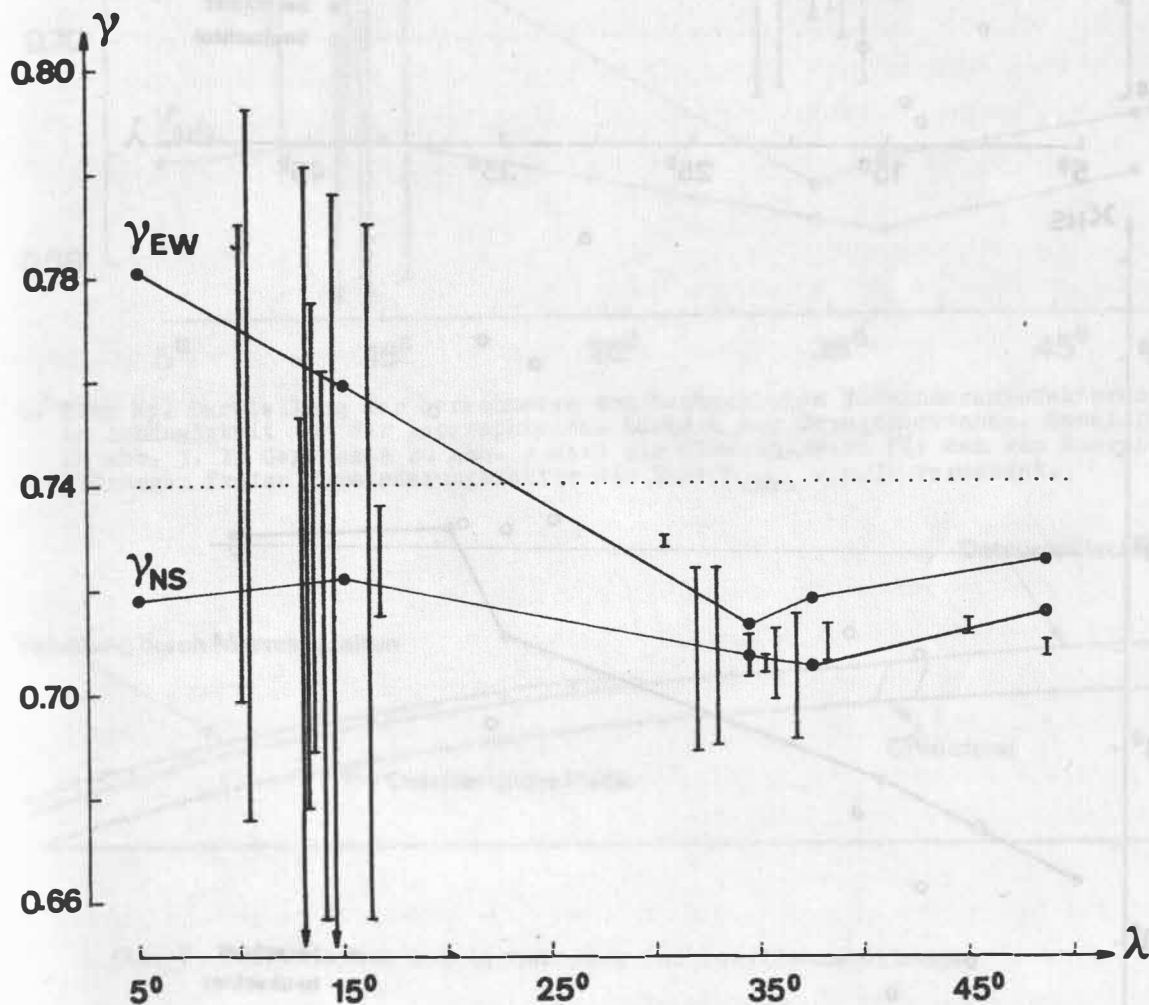


Abb. 3. Tide  $M_2$ , Darstellung der berechneten und beobachteten Verminderungsfaktoren  $\gamma_{EW}$  und  $\gamma_{NS}$  in Abhängigkeit von der geographischen Länge  $\lambda$  der Bezugsstationen. Die berechneten Werte werden durch schwarz ausgefaltete Kreise, die beobachteten durch die Endpunkte der vertikalen Geraden gekennzeichnet. Die punktierte Linie bezeichnet den Näherungswert für den von Meereszeitenstörungen freier Verminderungsfaktor  $\gamma_{corr} = 0.74$

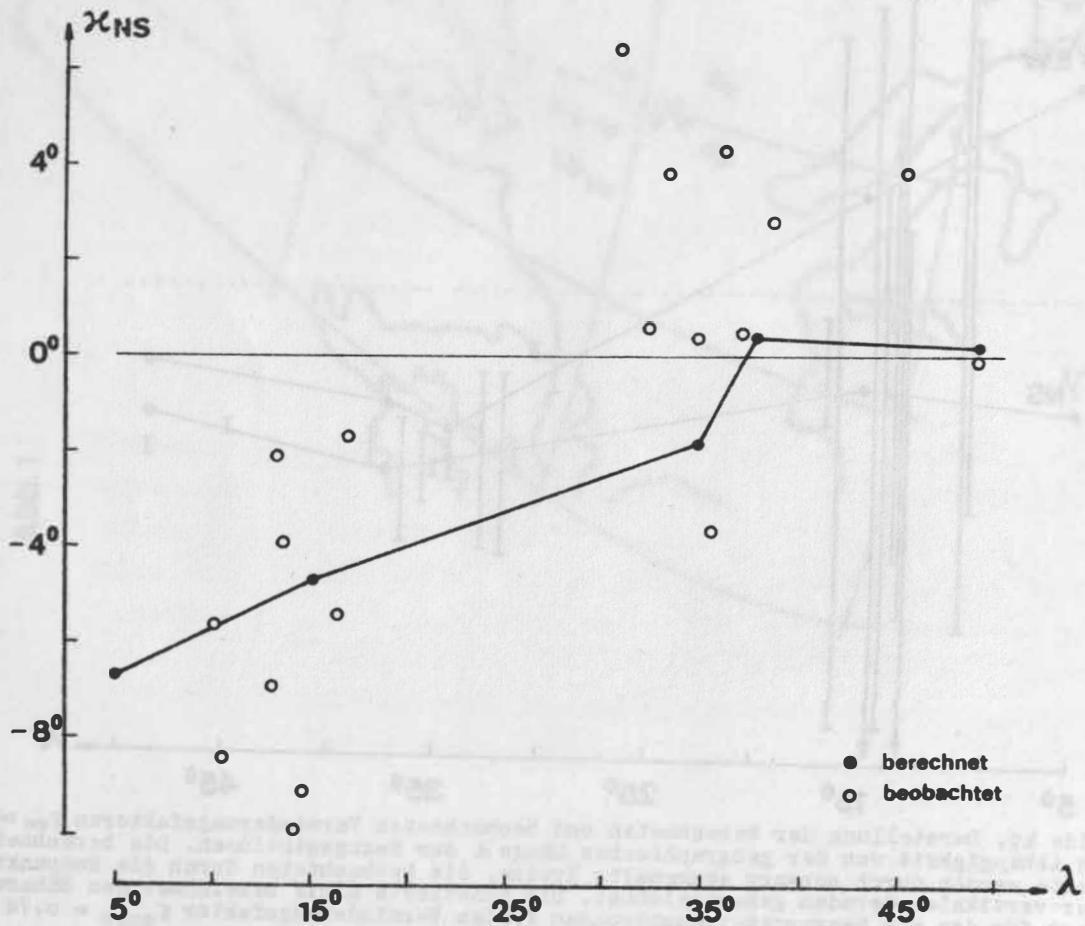
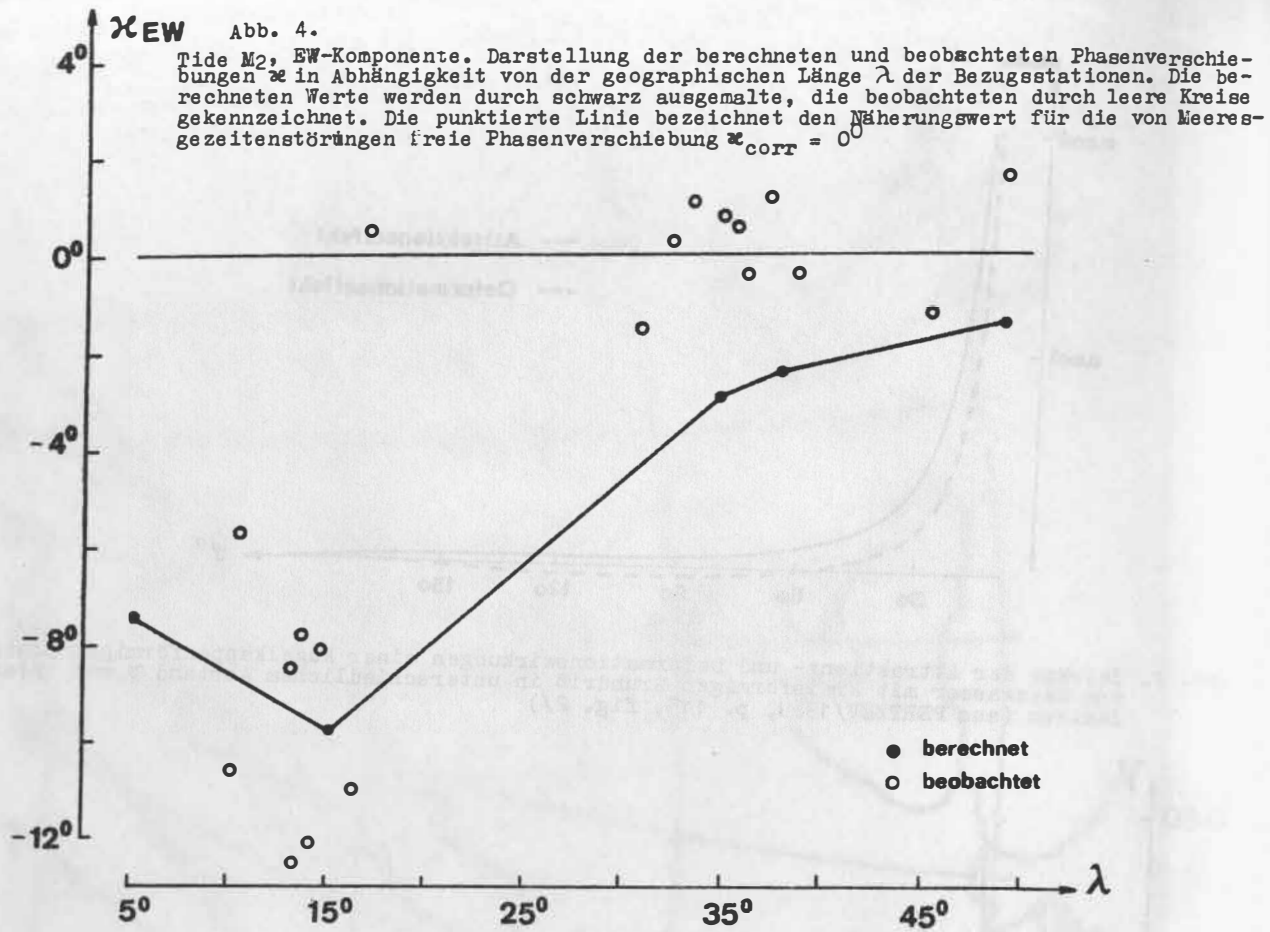


Abb. 5. Tide  $M_2$ , NS-Komponente. Darstellung der berechneten und beobachteten Phasenverschiebungen  $\alpha$  in Abhängigkeit von der geographischen Länge  $\lambda$  der Bezugsstationen. Bezeichnungen wie in Abb. 4.

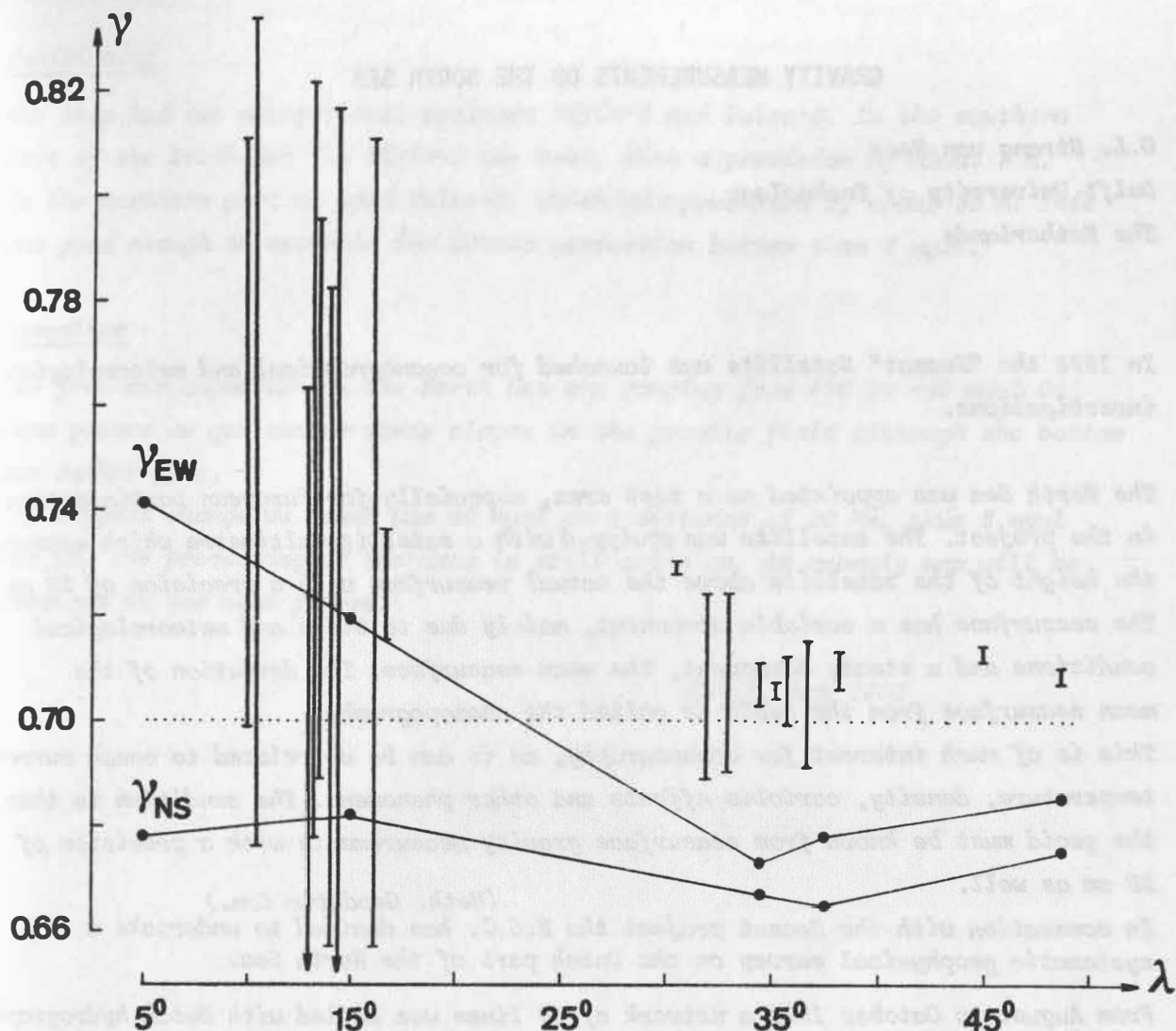


Abb. 6. Tide  $M_2$ , Darstellung der berechneten und beobachteten Verminderungsfaktoren  $\gamma_{EW}$  und  $\gamma_{NS}$  in Abhängigkeit von der geographischen Länge  $\lambda$  der Bezugsstationen. Bezeichnungen wie in Abb. 3. Im Gegensatz zu Abb. 3 wird als Näherungswert für den von Meeresgezeitenstörungen freien Verminderungsfaktor der Wert  $\gamma_{corr} = 0.70$  verwendet.

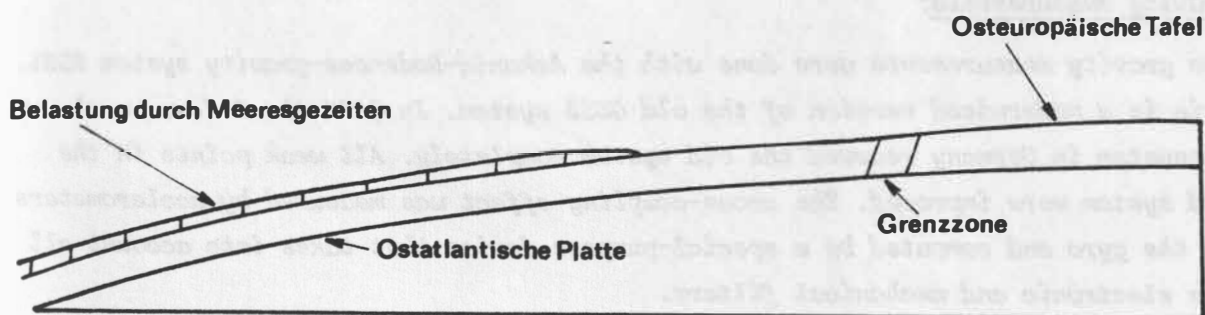


Abb. 7 Profilskizze zur Erläuterung der Modellvorstellungen

## GRAVITY MEASUREMENTS ON THE NORTH SEA

*G.L. Strang van Hees  
Delft University of Technology  
The Netherlands*

*In 1978 the "Seasat" Satellite was launched for oceanographical and meteorological investigations.*

*The North Sea was appointed as a test area, especially for European participation in the project. The satellite was equipped with a satellite-altimetre which measures the height of the satellite above the actual seasurface with a precision of 20 cm. The seasurface has a variable component, mainly due to tides and meteorological conditions and a steady component, the mean seasurface. The deviation of the mean seasurface from the geoid is called the seapography. This is of much interest for oceanography, as it can be correlated to ocean currents, temperature, density, coriolis effects and other phenomena. The condition is that the geoid must be known from seasurface gravity measurements with a precision of 20 cm as well.*

*(Neth. Geodetic Com.)*

*In connection with the Seasat project the N.G.C. has decided to undertake a systematic geophysical survey on the Dutch part of the North Sea.*

*From August to October 1979 a network of 60 lines was sailed with Dutch hydrographic survey vessel Hr. Ms. "Buyskes". (See map). Gravity, earth magnetic field and depth were recorded with high accuracy.*

*Gravity measurements:*

*The gravity measurements were done with the Askania-Bodensee-gravity system KSS5. This is a modernised version of the old GSS2 system. In 1977 the Bodenseewerk-Geosystem in Germany renewed the old system completely. All weak points in the old system were improved. The cross-coupling effect was measured by accelerometers on the gyro and computed by a special-purpose device that takes into account all the electronic and mechanical filters.*

*Although the ship was rather small (60 m length) it turned out that the gravity measurements had a precision of about 1-2 milligal if the strength of wind was less than 5 Beaufort. With increasing wind the precision became soon worse. During the time of measurement we fortunately had about 90% of the time good weather. Most of the bad weather lines were measured again.*



### Positioning

The ship had two navigational systems: Hifix-6 and Pulse-8. In the southern part of the North Sea the Hifix-6 was best, with a precision of about 3 m. In the northern part we used Pulse-8, which had a precision of about 30 m. This was good enough to estimate the Eötvös correction better than 1 mgal.

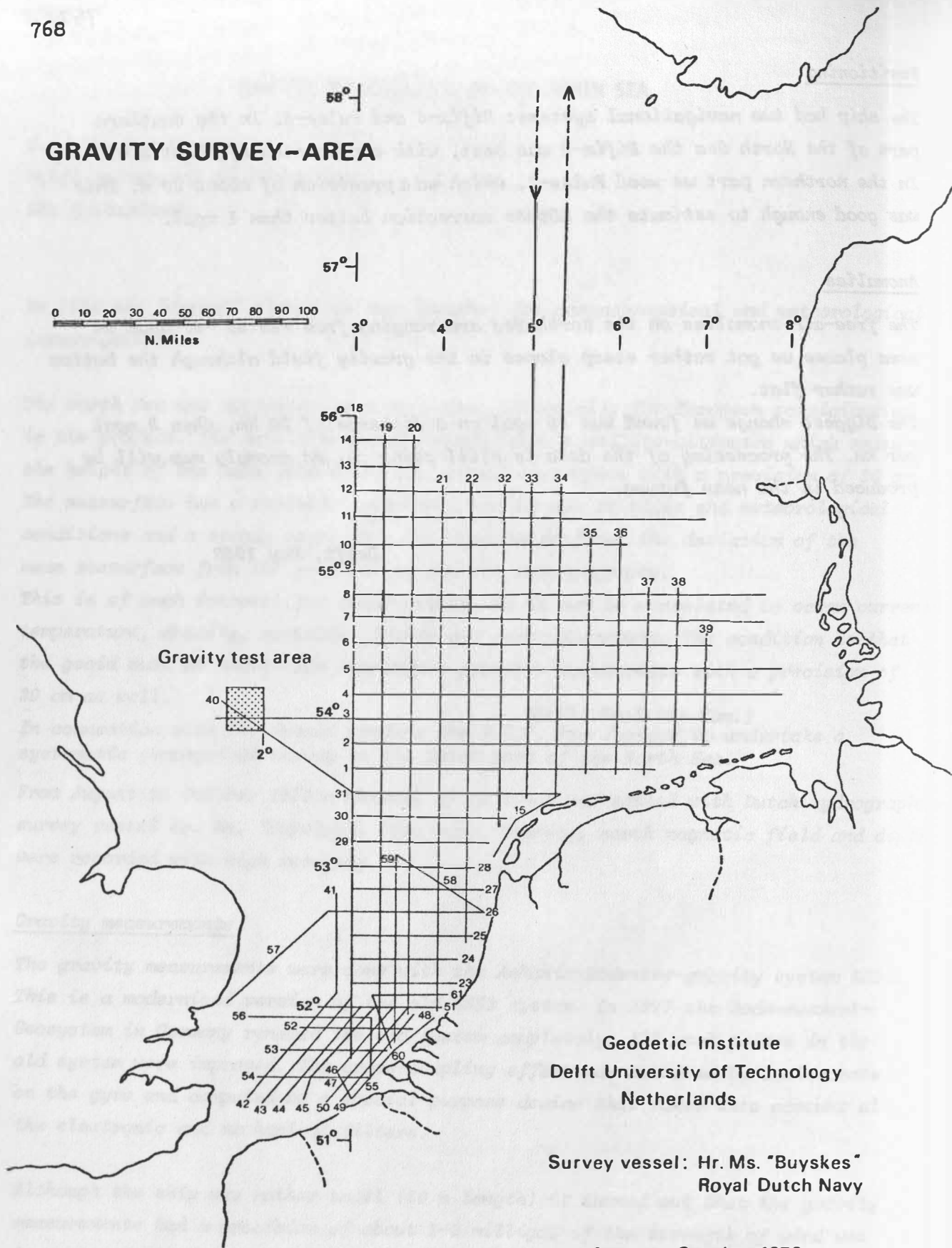
### Anomalies

The free-air anomalies on the North Sea are ranging from +20 to -40 mgal. On some places we got rather steep slopes in the gravity field although the bottom was rather flat.

The biggest change we found was 40 mgal on a distance of 20 km, thus 2 mgal per km. The processing of the data is still going on. An anomaly map will be produced in the near future.

Delft, May 1980

# GRAVITY SURVEY-AREA



Geodetic Institute  
Delft University of Technology  
Netherlands

Survey vessel: Hr. Ms. "Buyskes"  
Royal Dutch Navy

August - October 1979

SOME REGULARITIES IN THE MANIFESTATION OF THE RECENT  
 VERTICAL EARTH'S CRUSTAL MOVEMENTS IN BULGARIA AND  
 ADJACENT TERRITORIES

Ivan N. Totomanov<sup>✉</sup> and Bojan G. Vrablianski<sup>✉✉</sup>

The recent movements of the Earth's crust are characterized by their two components - horizontal and vertical which probably are linked to some quantitatively measurable statistical relationship (B e n d e f y , 1966). By studying the horizontal component, over 40 various geodetic methods are applied (T o t o m a n o v , 1977b, 1978a) but when the vertical component on vaste territories is determined the precise geometric levelling is the sole utilised method. Eastern Europe and the Carpatho-Balkan region, the Scandinavian Peninsula and Japan are among the best studied areas in the world with respect to the vertical movements (B o u l a n g e r , 1978).

This paper deals with the vertical component of the recent crustal movements and the features or regularities in their manifestation in Bulgaria and the adjacent areas. On the basis of this an approximate estimation for the possible values of the horizontal component of the movements could be made (T o t o m a n o v , 1977a).

On account of the limited volume of the paper the questiones of the filtering the non-representative bench marks and the effects of the perturbing agents (S o v r e m e n n y e v e r t i k a l n y e ... , 1958; T o t o m a n o v , 1970a, 1970b, 1972; B o u l a n g e r et al., 1975; T o t o m a n o v , V r a b l i a n s k i , 1978), of the mathe-

<sup>✉</sup>Central Laboratory for Geodesy, Bulgarian Academy of Sciences  
<sup>✉✉</sup>Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences

mathematical model-making by adjusting the repeated levelling data (Hristov, 1969a, 1969b; Totomanov, Hristov, 1972; Hristov, Trenkov, 1974; Totomanov, Dimov, 1977) and of processing the tide-gauge registrations (Sovremennye vertikalnye ..., 1958; Dimov, Totomanov, 1978) are not subject of discussion here.

This study was undertaken within the framework of a complex national programme during the years 1978-1979 with the participation of the Institutes of the United Centre for Earth Sciences at the Bulgarian Academy of Sciences and of other institutions in Bulgaria and the USSR with the aim to compile a new map for the division of the territory of Bulgaria into districts by seismic risk. The map of velocities of the vertical Earth's crustal movements presented here is one amongst more than 50 special geophysical, geological and complex maps of Bulgaria and the adjacent areas which has been compiled on a common cartographic basis of scale 1:1 000 000. These maps reflect the last various published data and materials until the middle 1979 graphically agreed upon. The map of the velocities of recent crustal movements of Carpathian-Balkan region based on a common adjustment of levelling data of the respective countries (Joo et al., 1975) and presented at the XVII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics in December 1979 in Canberra, Australia (Joo et al., 1979) and issued in spring 1980 in Budapest by the Hungarian Geodetic Service (Map of ..., 1979) came later. The two maps of velocities mentioned are identical as for the interior of Bulgaria, are based

on similar materials for the common parts of territories of Rumania and Yugoslavia and they differ by other comprised areas and in the way of agreement as mentioned above.

The territory examined here - Bulgaria and adjacent areas of the other Balkan countries - is covered by data of precise levelling in a very unhomogenous way.

During the years 1961-1978 seven maps of the velocities of recent vertical crustal movements in Bulgaria are published (C e n e v et al., 1961 and H r i s t o v , G a l a - b o v , 1962; M l a d e n o v s k i , 1965; K a n e v , M l a d e n o v s k i , 1973; Vrablianski, Totomanov - M a p o f ..., 1971; Totomanov, Vrablianski, Burilkov - M a p o f .., 1973 and H r i s t o v et al., 1974; B u r i l k o v , 1977; T o t o m a n o v et al., 1978). The precision of the velocities represented is evaluated and published only for two of them ( M a p o f ..., 1971, 1973).

On Fig. 1 two systems of isolines of the mean square errors of velocities are represented - the earlier published data (M a p o f ..., 1973) and the data of the last map (T o t o m a n o v et al., 1978) based on a common adjustment within the framework of Carpatho-Balkan region (J o o et al., 1975). The comparison of the two systems presents: the map of 1978 has a precision of two-three times better than this of 1973 (and other mentioned maps). Namely on account of this, here the velocity data of Bulgaria are represented after the map of 1978.

Several maps of velocities of recent vertical crustal movements are published also for the territory of Yugoslavia (Y u g o s l a v C o m m i t t e e .., 1975) and here the

data are represented after the last study (J o v a n o v i - c h , 1971; M a p o f ..., 1973). For the territory of Rumania also two maps are available (M a p o f ..., 1973; V i s a r i o n et al., 1977) and here the velocities are represented after the last of them being reduced preliminary to the absolute velocity system by the adjustment of the Carpatho-Balkan region (J o o et al., 1975).

Investigations of the recent vertical movements of the Earth's crust in Greece and Turkey are not available or are in stage of organization; the levelling networks of these two countries are represented in accordance with the last published data (H e l l e n i c N a t i o n a l ..., 1975; T u r k i s h M a p p i n g ..., 1967; T u r k e y - N a t i o n a l ..., 1975).

The network of precise levelling on the territory comprised by the present investigation and the isolines of velocities of recent vertical crustal movements after published data in the case of Bulgaria, Rumania and Yugoslavia and obtained by extrapolation in the case of the respective parts of the territories of Greece and Turkey are represented respectively on Fig. 2 and Fig. 3. When proceeding for the velocities of the last two mentioned countries both the relationship between the relief and velocities and the tectonic and neotectonic conditions are taken into consideration (T o m a n o v , 1977c; B o r n o v a s , 1974; S i p a h i - o g l u , 1974).

The territory of Bulgaria is amongst the best studied with respect to the recent vertical crustal movements according to Fig. 2.

Here an attempt to establish some features or regularities in the manifestation of the recent vertical Earth's crustal movements is made on the basis of the map of velocities (Fig. 3).

### Vertical Velocities and Contemporary Relief

Even a visual comparison of the map of velocities with the map of contemporary relief of the physical Earth's surface manifests that some relationship between them is available. This relationship is studied and established for Bulgaria by an unambiguous way. Here some final results of the detail investigation (T o t o m a n o v , 1977c, 1978b, 1978c) are given where the problem is reduced to a problem of mathematic statistics by treating the random occurrence of the two-dimensional random value  $(X, Y)$ . Here  $X$  are the height differences and  $Y$  are the relative velocities between two neighbouring bench marks. The investigation is based on fully complete empirical data: 740 random occurrences  $(X_k, Y_k)$ , on the basis of which the empirical joint and partial distributions of  $X$  and  $Y$  are deduced. By means of Chi-square criterion for independence the hypothesis of independence of  $X$  and  $Y$  is rejected at the negligeable little probability of 5/10 000 for the rejecting of a true hypothesis.

When the horizontal distance between two points on Earth surface is in the interval from 5 to 8 km, the statistical relationship mentioned could be presented by the regression equation

$$\bar{y} = 0,93 x - 2,52 x^3$$

which enables the determining of the mean value  $\bar{y}$  of relative velocity between the two points in mm/year by means of the height difference  $x$  between them in km.

The graph of this equation is represented on Fig. 4. It allow to forecast the velocities with mean square errors to 0,1 mm/year when the height differences are less than 400 m and with mean square errors in the interval from 0,1 to 0,2 mm/year when the height differences are from 400 up to 600 m.

### Vertical Velocities, Structure Area and Morphostructure Zones

The structure areas bulding the Earth's crust in Bulgaria and adjacent territories are (B o n c e v , 1971, 1977; T e c t o n i c m a p . . . , 1973): the Moesian platform and a part of the Scith platform and the regenerated Thrace massif presented here by the Rhodopes massif, the Serbian-Macedonian (Dardanian) massif and the Pelagonian massif (Fig. 5).

The morphostructure zones are formed within the Alpien mobil space (The Alpien folded zone) among these structure areas. They are: the Carpathians with the main inner basins within them, the Balkanides (in the broad sense of the term) presented by the Fore-Balkan, the Balkan (the structure zone of the Stara Planina Mountain) with the Srednogorie, the Kraishtides and the Vardar River zone (B o n c e v , 1971).

By comparing the map of recent vertical movements with the map of structure areas and morphostructure zones one can see some adherence of the high positive velocity values to a determined type of tectonic structures. The adherence of velocities is localized within the Thracian massif fragments.

Thus, for example, the highest values of recent raising (6 mm/year) are established in the western part of the Rhodopes; in Pelagonian massif the raising comes to 5 mm/year; in the Serbian-Macedonian massif it arrives to 3 mm/year. High values of raising above 2 mm/year are established in single



spots of Balkanides and of the Carpathian arc; only in the district of Varna these values fall into the Moesian platforme.

Both the Vardar River zone and the Kraishtides don't show any high velocities of recent vertical movements, except the linking part of the last with the Carpathians.

### Vertical Velocities and the Discontinuity of

#### Mohorovicic

The surface of Mohorovicic is accepted as the lower boundary of the Earth's crust. Some contemporary authors comprehend it as a varying in space and time dynamic boundary between the Earth's crust and the upper mantle. As an established fact, the Earth's crust has its greatest thickness under the mountain massifs within the orogenic areas (40-75 km); the intermediate thickness is under the platforms where usually the plains are disposed (20-30 km) and the thinnest is it under the contemporary oceans (to 5 km).

On Fig.6 a structure schematic map of the depths of Moho-discontinuity (V e l c e v , P e t k o v , 1974) complemented after published data on the adjacent territories and after unpublished data (D o b r e v , et al., 1978) is given. One can see that the thickness of the Earth's crust alters in a large interval: from 30 km on the Black Sea coast, through 30-35 km in Northern Greece and in the Moesian platform to 40-50 km in the Sredna Gora Mountain, the Rhodopes, in Eastern Serbia and in the Carpathians.

The comparison of the velocity map with the map of Mohorovicic boundary established the maximum velocities of raising (up to 6 mm/year) fall into the block with the greatest thickness of the Earth's crust (up to 48 km) closed round by

the Struma River and the Maritsa River depth fault zones and from east - by the fault zone of Zlatograd-Ardino-Kardjali-Haskovo-Dimitrovgrad; the fault zones mentioned are established in depth by geophysical data.

The high velocities of vertical movements in the Sredna Gora Mountain and in the Serbian-Macedonian massif (above 2 mm/year) are attached to the high values of the depth of Mohorovicic surface (above 42 km). The high velocities of Dardanian and Pelagonian massifs in Macedonia and in the Carpathians are attached to relatively thick crust (40-45 km) too.

#### Vertical Velocities and Neotectonic Lineaments

As emphasized before (V r a b l i a n s k i , 1972a, 1972b, 1974a - 1974e, 1975) the fault structures activated during the neotectonic stage (Pliocene - Quaternary) are main lines of the tectonic activation in Bulgaria (Fig. 7). Here only their space orientation and vertical amplitude are taken into consideration. Principally, their direction correspond to the six main systems of faulting at all earlier structure planes (B o n c e v , 1971). Their situation in the tectonic network of the country determines both the morphostructure and the block division of the territory.

The most representative for the Pliocene - Quaternary is the Balkanide system ( $90^{\circ}$ - $110^{\circ}$ ). It determines the morphostructure zoning of the country (V r a b l i a n s k i , 1975) . The largest vertical movement amplitude appears by the faults of Kraishtidian ( $160^{\circ}$ ) and Jablanitsa- ( $60^{\circ}$ - $75^{\circ}$ ) systems (V r a b l i a n s k i , 1974b; V r a b l i a n s k i , M i l e v , 1973). The amplitude of the movements during Pliocene-Quaternary increases from east to west direction and in the Jablanitsa system - from northeast to southwest direction.

The faults in Eastern Serbia which are natural extension of these in Struma River fault zone are analogous to the lengthwise faults with Kraishtidian direction in Bulgaria. The longitudinal faults of the Vardar River zone belong to this system too.

The lengthwise faults within the Carpathian arc at its connection with the Moesian platform comprised by the Geth depression are in the Subbalkanide direction also.

The faults in meridional and submeridional direction have limited development and subordinate significance both in Bulgaria and the adjacent territories.

The comparison of the map of velocities and the map of neotectonic lineaments shows some generalized relationship between them. Thus, for example, the highest velocities of the recent vertical movements of raising in Bulgaria (6 mm/year) in Dospat (Western Rhodopes) fall into a block of intense neotectonic raising limited by the Maritsa River depth fault, the Struma River faults and the Xanthian fault. The largest amplitude of the vertical movements during the neotectonic stage arriving to 3400 m is connected with some of these faults too. The Pelagonian massif westwards of the Vardar River zone has also a recent velocity of raising 3-4 mm/year. High values of velocities of vertical recent movements over 2 mm/year are established in other localities in country too but always within blocks subjected to relatively intense raising during the neotectonic stage. Thus the Ograzden - Maleshevska Mountain falling within the block closed round by the Struma River fault zone, the Belasitsa fault, the Vardar River zone and the Kjustendil fault shows a recent raising of over 2 mm/year. The same values of recent raising are established for some

parts of Ichtiman- and Genuin Sredna Gura Mountain falling within a block of intense neotectonic raising limited by the Kjustendil- and Krupnik faults and their northeastwards extensions. More northeastwards the values of velocities of 2 mm/year are established both in the area of the Balkan and the Fore-Balkan Ranges closed round between the Beyond-Balkan- and the North-Fore-Balkan faults and in the districts of Varna and Balcik at the Black Sea coast.

These high velocities of recent Earth's crustal raising in Bulgaria from the Western Rhodopes and the Ograzden-Maleshevska Mountain, through the Sredna Gora Mountain, the Balkan and the Fore-Balkan Ranges right up to the Varna district northeastwards could be incorporated in a diagonal strip. It probably is linked with the Diagonal Swell (Boncev, 1956) but at some localities it is considerably removed southeastwards.

Recent raising of 2 mm/year show also some parts of the Carpathians at their linking zone with the Balkanides and the Kraishtides (Carte néotectonique ..., 1971).

The established generalized correspondence between the map of recent movement velocities and the map of tectonic lineaments has some local disturbances. Thus, for example, the Rila Mountain block closed round by the Struma River fault zone, the Krupnik fault and the Maritsa River fault has the most intense integral raising in Bulgaria during the neotectonic stage. The limiting faults mentioned show the largest integral amplitudes of movements during the Pliocene-Quaternary too. The velocities of recent vertical movements within this block are, however, negative (to -2 mm/year). Another example of these disturbances gives the circumstance that

the most intense recent crustal subsiding (to -6 mm/year) appears not within the Neogene-Quaternary depressions but within the massif of the Carpathians northwards of Brashov where the Olt River makes a sudden turn and shapes an unusual large valley filled out by Quaternary formations of thickness over 400 m. One can show the intense recent subsiding here doesn't follow a Neogene depression area but has a tectonic predestination during the Quaternary along the activated faults. These and other examples give evidence that the recent vertical crustal movements change their intensity and sign in time.

### Conclusions

1. The territory of Bulgaria and adjacent areas are characterized predominantly by positive recent vertical crustal movements. Against the background of this raising with highest intensity in the Western Rhodopes, some trends of subsiding are observed comprising considerable parts of the Moesian platform, the Eastern Rhodopes with the White (Aegean) Sea coast, the area of Vardar River zone, the Bourgas sinklinorium at the Black Sea coast etc.

2. The change of the sign of movements in space usually coincides with the localities of main fault structures, some of them of depth character, activated during the Pliocene-Quaternary. The slow recent movements, as a general rule, reflect the behaviour of the great tectonic structures and their trends towards raising, stabilization or slow subsiding.

3. The comparative investigation made here enables to draw the following regularities:

- The recent vertical crustal movements show a statistical relationship with the contemporary relief which allows to

prognosticate the field of velocities on the basis of the relief.

- The highest values of the velocities of the recent vertical crustal movements are established within the Rhodopes, the Serbian-Macedonian (Dardanian) and the Pelagonian massifs; these values have restricted distribution within the Balkanides and the Carpathians and are foreign towards the Vardar River- and the Kraishtides structure zones and even to the Moesian platform.

- The highest values of the velocities of recent raising of the Earth's crust are connected with the blocks of the thickest crust; the values characterizing the trends towards stabilization or slow subsiding are linked with the blocks of relatively thin crust.

- The highest values of velocities of recent movements fall into blocks of the most intense neotectonic movements which show maximum integral amplitudes of raising too.

These results are only a first attempt for a comparative study of regularities in the manifestation of the recent vertical crustal movements in Bulgaria and adjacent areas.

Having in mind the partial coincidence of the initial materials for the presented map and the new map of velocities in Carpatho-Balkan region, this investigation could be treated as a preliminary complex interpretation of the part of the last map comprising the examined area of the Balkan Peninsula.

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ В ПРОЯВЛЕНИИ СОВРЕМЕННЫХ  
ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В БОЛГАРИИ И ВЛИЗЛЕЖАЩИХ  
ТЕРРИТОРИЯХ

Ив. Н. Тотоманов, В. Г. Врыблянски

/Резюме/

В периоде 1978-1979 г. группой институтов по наукам о Земле в составе Болгарской академии наук и других национальных ведомств были составлены на общей картографической основе масштаба 1:1 000 000 свыше 50 специальных карт в связи с новым сейсмическим районированием Болгарии. Одной из них является карта изолиний скоростей современных вертикальных движений земной коры в Болгарии и близлежащих территориях соседних балканских государств. Для Болгарии, Румынии и Югославии использованы и связаны графическим образом или переработаны данные последних публикаций по национальным или международным исследованиям при помощи сетей повторного высокоточного государственного нивелирования этих стран; для Северной Греции и для Европейской части Турции впервые сделана прогностическая оценка скоростей современных вертикальных движений земной коры на основе регрессионной экстраполяции при помощи современного рельефа и при учете комплексных геологических и геофизических данных о современной динамике Балканского полуострова.

Путем сопоставлений данных установлены некоторые закономерности в проявлении современных вертикальных движений и их связей с современным рельефом, структурными областями и морфоструктурными зонами, толщиной земной коры и неотектонической активизацией главных разломных структур исследованной части Балканского полуострова.

R e f e r e n c e s

- B e n d e f y , L.**  
 (1966) Prinzipielle Bemerkungen zur Frage der Entwicklung und Messtechnik von kontinentalen geokinetischen Netzen. Int. geod. mess.- und instr. Konf., Bd. IV, Budapest
- B o n ĉ e v , E k.**  
 (1956) Ein bemerkungswerte diagonale Aufwölbung in Bulgarien. Comptes rendus de l'Acad. bulg. des sci., t. 9, No. 2, Sofia  
 (1971) Problemi na balgarskata geotektonika, "Tehnika", Sofia  
 (1977) The Dardanian Diagonal and Sredec Structural Amphitheatre in the Structural Pattern of the Balkan Peninsula. I - The Kraishtides-Vardar Lineament Bundle. Geologica Balcanica, t. 7, No. 1, Sofia
- B o r n o v a s , J .**  
 (1974) On the Seismotectonics of Greece (Neotectonic Information). In: Proceedings of the Seminar on the Seismotectonic Map of the Balkan Region (Dubrovnik, 1973), UNESCO, Skopje
- B o u l a n g e r , Y u . D.**  
 (1978) Kompleksnye nauchnye raboty Problemnoj komissii "Planetarnye geofiziceskie issledovanija". In: Mnogostoronnee sotrudnicestvo akademij nauk socialistscheskih stran (sb. statej i dokumentov). Pod red. G. K. Skrjabina, "Nauka", Moscow
- B o u l a n g e r , Y u . , F. D e u m l i c h , I. E n t i n , I. J o o , V. H r i s t o v , D. L i l i e n b e r g , L. S e t u n - s k a y a , P. V y s k o c h i l , T. W y r z y k o v s k i , M. Z o t i n**  
 (1975) Summary Map of the Recent Vertical Crustal Movements for Eastern Europe. In: Problems of Recent Crustal Movements, "Valgus", Tallinn
- B u r i l k o v , T .**  
 (1977) Issledovanie sovremennyh vertikalnyh dvizenij zemnoj kory v NR Bolgarii. In: Sovremennye dvuzenija zemnoj kory. Ed. by Gl. Upr. Geod. i Kartogr., Bratislava



## C a r t e  n é o t e c t o n i q u e

- (1971) Roumanie, échelle 1:1 000 000. In: Atlas Geologic Foaia No. 7. Ed. by T. Brandrabur, C. Ghenea, M. Sandulescu, M. Stefanescu. Institutul Geologic, Bucuresti
- C e n e v , S t . , A t . S u m k o v , I v . V a s i l e v  
(1961) Savremenni vertikalni dvizenija na zemata kora varhu teritorijata na NR Balgarija. Geodezija, kartografija, zemeustrojstvo, No. 2, Sofia
- D i m o v , L . , I . T o t o m a n o v  
(1978) Izravnenie na kontinentalni nivelacni mrezi. Godisnik na Vissija Minno-geolozki institut, Jubilejna konferencija "25 godini VMGI", sv. IV, "Tehnika", Sofia
- D o b r e v , T . , H r . D a c e v , I . P e t k o v  
(1978) Shema na Moho s mostnost na "granitnija" i "basaltovija" sloj na Balgarija i prilezastite zemi. (unpublished)
- H e l l e n i c  N a t i o n a l  C o m m i t t e e  f o r  
G e o d e s y  a n d  G e o p h y s i c s  
(1975) National Report on Geodesy 1971-1974 Presented on the XVI General Assembly of the IUGG (Grenoble, 1975), Athens
- H r i s t o v , V l . K .  
(1969a) Izravnenie na skorosti na nivelacni tocki. Izvestija na Centralnata Laboratorija po geodezija, t. IX, BAN, Sofia  
(1969b) Uravnivanie skorostej nivelirnyh tocek. In: Problems of Recent Earth's Crustal Movements (III Int. Symp., Leningrad, 1968). Ed. Acad. of Sci. of the USSR, Moscow
- H r i s t o v , V l . , J . G a l a b o v  
(1962) Mitteilung über eine vorläufige Untersuchung über die neuen vertikalen Bewegungen der Erdkruste in Bulgarien. In: Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Klasse für Bergbau, Huttenwesen und Montangeologie, Jahrgang 1962, No. 2 (I. Int. Symp. über rezente Erdkrustenbewegungen), Akademie-Verlag, Berlin
- H r i s t o v , V l . , I . T r e n k o v  
(1974) Pravitnye i nepravilnye metody uravnivanija vertikalnyh skorostej iz dannyh nivelirovanij. Sofia

Hristov, V. I., Totomanov, B., Vrablyanski, T., Burilkov

(1974) Map of Recent Vertical Movements. In: Proceedings of the Seminar of the Seismotectonic Map of the Balkan Region (Dubrovnik, 1973), UNESCO, Skopje

Joo, I., Dragoescu, M., Fury, P., Jovanovic, H., Thurm, I., Totomanov, J., Vanko, T., Wyrzykowski

(1975) An Investigation on the Recent Vertical Earth-Crustal Movements of the Carpathian-Balkan Region. International Union of Geodesy and Geophysics - Recent Crustal Movements Symposium No. 5 (Grenoble, 1975), Budapest

Joo, I., Csati, P., Jovanovic, M., Popescu, V., Somov, H., Thurm, J., Thury, I., Totomanov, J., Vanko, T., Wyrzykowski

(1979) Recent Vertical Crustal Movements of the Carpatho-Balkan Region. International Union of Geodesy and Geophysics - Inter-Disciplinary Symposium No. 9 "Recent Crustal Movements" (Canberra - Australia, 1979), Budapest

Jovanovic, P.

(1971) Issledovanie sovremennyh vertikalnyh dvizenij zemnoj kory v Jugoslavii. XV General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (Moscow, 1971), Belgrad, 1971

Kanev, D., Mladenovski

(1973) Karta na savremennite vertikalni dvizenija na zemnata kora v Balgarija. In: Atlas NR Balgarija. Ed. board J. Galabov et al., BAN-GUGK, Sofia

Map of Recent Vertical Crustal Movements of Eastern Europe

(1971) Scale 1:10 000 000. Comp. by B. Vrablyanski et al., (Bulg.), I. Joo et al. (Hung.), P. Bankwitz et al. (GDR), T. Wyrzykowski et al. (Pol.), N. Blagovolin et al. (USSR), P. Vyskocil (CSSR). Ed.-in chief J.A. Meshcherikov, ed. board J. Boulanger et al. Ed. Gl. Upr. Geod. i kartogr., Moscow

(1973) Scale 1:2 500 000. Comp. by I. Totomanov et al. (Bulg.), I. Joo et al. (Hung.), A. Lang et al. (GDR), T. Wyrzykowski et al. (Pol.), I. Dragoescu

et al. (Rom.), I. Entin et al. (USSR), P. Vyskocil (CSSR), P. Jovanovic (Yugosl.). Ed.-in chief J. A. Meshcherikov, ed. board J. Boulanger et al. Ed. Main Administration of Geodesy and Cartography, Moscow

Map of Recent Vertical Crustal Movements in the Carpatho-Balkan Region

(1979) Scale 1:1 000 000. Authors collective (Bulg., Czechosl., Hung., Pol., Rom., USSR, Yugosl.). Ed.-in chief I. Joo, ed. board I. Joo et al. Ed. Nat. Office of Lands and Mapping, Budapest

Mladenovski, M.

(1965) Vertikalnye dvizenija zemnoj kory na territorii Bolgarii po dannym periodiceskih nivelirovanij. Konferencija geodeziceskih sluzb socialisticeskih stran, Moscow

Sipahioğlu, S.

(1974) Explanatory note on the neotectonic regionalization map. In: Proceedings of the Seminar on the Seismotectonic Map of the Balkan Region (Dubrovnik, 1973), UNESCO, Skopje

Sovremennye vertikalnye dvizenija zemnoj kory na territorii zapadnoj poloviny Evropejskoj casti SSSR.

(1958) Pod obscej redakciej I. P. Gerasimova i Ju. V. Filippova. Trudy Centr. nauc.-issld. in-ta geod., aerofotosemki i kartogr., vyp. 123, "Geodezizdat", Moscow

Tectonic Map of the Carpathian-Balkan Region and their Foreland

(1973) Ed. M. Mahel, Scale 1:1 000 000. Ed. Geological Institute of Dionys Stur, Bratislava - Paris

Totomanov, I. N.

(1970a) Eliminirane vlijanieto na njakoi geodinamichni faktori crez fiktivni vazlovi reperi pri izravnenie na skorosti na nivelacni tocki. Izvestija na Centralnata laboratorija po geodezija, t. XI, BAN, Sofia

T o t o m a n o v , I . N .

- (1970b) Varhu ocenkata na vlijanieto na njakoi vnezapni geodinamicni faktori pri izvezdane na savremennite vertikalni dvizenija na zemnata kora po danni ot povtorna nivelacija. Tehniceski bjuletin, No. 3, MNO - Voenno-topografska sluzba, Sofia.
- (1972) A Method of Elimination of Abrupt Geo-Dynamical Influences by Means of Fictitious Node Points in the Adjustment of Levelling Points Velocities. Proceedings of the International Conference on Methods and Instruments for Densification of Geodetic Networks (Budapest, 1971), vol. V.FIG. Ed. by Geodetic and Cartographic Society of Hungary, Budapest.
- (1977a) Naucni i prakticeski aspekti na izucavaneto na savremennite horizontalni dvizenija na zemnata kora. Geodezija, kartografija, zemeustrojstvo, No. 3, Sofia
- (1977b) Klasifikacija, karakteristika i analiz na metodite za opredeljane na savremennite horizontalni dvizenija na zemnata kora - I cast. Izvestija, No. 1, Gl. upr. po geod. i kartogr., Sofia
- (1977c) On the Relationship between Recent Vertical Earth's Crustal Movements and the Relief of the Physical Earth's Surface in Bulgaria. Comptes rendus de l' Acad. bulg. des sci., t. 30, No. 12, Sofia
- (1978a) Klasifikacija, karakteristika i analiz na metodite za opredeljane na savremennite horizontalni dvizenija na zemnata kora - II cast. Izvestija, No 1-2, Gl. upr. po geod., kartogr. i kadastar, Sofia
- (1978b) Njakoi izsledvanija za savremennite vertikalni dvizenija na zemnata kora i relefa na fiziceskata zemna povarhnost v Balgarija. Vissa geodezija, No. 4, BAN, Sofia
- (1978c) An Investigation for the Relation between the Recent Vertical Earth's Crustal Movements and the Relief of the Physical Earth's Surface in Bulgaria. In: Kozmikus Geodezia II, Kijada a MTES Központi Asztronautikai Szakostalya, Budapest

T o t o m a n o v , I . , L . D i m o v

(1977) Izsledvane na njakoi metodi za izvezdane na savremennite vertikalni dvizenija na zemnata kora i privezdane na nivelaciji kam edinna epoha. Godisnik na Vissija minno-geološki institut, t. XXII (1975-76), sv. III, "Tehnika", Sofia

T o t o m a n o v , I . , V l . H r i s t o v

(1972) Analiz na različni modeli za izvezdane na savremennite vertikalni dvizenija na zemnata kora v Balgarija. Izvestija na Centralnata Laboratorija po geodezija, t. XIII, BAN, Sofia

T o t o m a n o v , I . , B . V r a b l i a n s k i

(1978) Metod i karakteristika rezultatov izuceniija nivelirnih reperov v Bolgarii. Seminar Rabocej gruppy 3.1 KAPG (Warszawa, 1978), Sofia

T o t o m a n o v , I . , B . V r a b l i a n s k i , M . M l a -  
d e n o v s k i

(1978) Izsledvane i kartirane na savremennite vertikalni dvizenija na zemnata kora v Balgarija. Problemi na geografijata, No. 3, BAN, Sofia

T u r k i s h M a p p i n g S e r v i c e

(1967) Reports of Geodetic Works in Turkey Presented to the XIV-th General Assembly of IUGG (Switzerland, 1967), Ankara

T u r k e y - N a t i o n a l C o m m i t t e e o f G e o -  
d e s y a n d G e o p h y s i c s

(1975) National Report. Geodesy, 1971-1975. Presented at the XVI-th General Assembly of Geodesy and Geophysics in Grenoble. Ankara

V a p c a r o v , I . , J . G a l a b o v , K . M i c h e v ,  
M . G e o r g i e v , B . V r a b l i a n s k i

(1974) Neotektonic map of Bulgaria, scale 1:1 000 000. In: Proceedings of the Seminar on the Seismotectonic Map of the Balkan Region (Dubrovnik, 1973) - Appendix, map No. 11, UNESCO, Skopje

V e l c e v , C v . , I . P e t k o v

(1974) Structural Scheme of the Mohorovicic Discontinuity in Bulgaria. Proceedings of the Seminar on the Seismotectonic Map of the Balkan Region (Dubrovnik, 1973), UNESCO, Skopje

V i s a r i o n , M . , M . S a n d u l e s c u , I . D r a g o -  
e s c u , M . D r a g h i c i , I . C o r n e a , M . P o p e -  
s c u

(1977) Harta muscarilor crustale verticale recente, scara  
1:1 000 000. Institutul de Geologie si Geofizika,  
Bucuresti

V r a b l i a n s k i , B . G .

(1972a) An attempt at calculating the balance during the  
neotectonic stage in the basin of Central Strouma.  
(South-Western Bulgaria). Comptes rendus de l'Acad.  
bulg. des sci., t. 25, No. 11, Sofia

(1972b) Neotectonic evolution of central parts of the ri-  
ver Strouma valley (SW - Bulgaria). Comptes rendus  
de l'Acad. bulg. des sci., t. 25, No. 12, Sofia

(1973) Summary gradients of the vertical component of the  
neotectonic movements in the valley of the central  
reaches of the Strouma river. Comptes rendus de l'  
Acad. bulg. des sci., t. 26, No. 5, Sofia

(1974a) Dependence between the tectonics and the accumu-  
lation during the Quaternary in South-Western Bul-  
garia. Comptes rendus de l'Acad. bulg. des sci.,  
t. 27, No. 1, Sofia

(1974b) Recent vertical movements of the Earth's crust in  
South-Western Bulgaria. Comptes rendus de l'Acad.  
bulg. des sci., t. 27, No. 6, Sofia

(1974c) Main lines of tectonic activation of the Earth's  
crust in Bulgaria during the Antropogean. Comptes  
rendus de l'Acad. bulg. des sci., t. 27, No. 7,  
Sofia

(1974d) Neotektonski izsledvanija v Simitlijskija graben  
i negovata ramka. Izvestija na Geologiceskija in-  
stitut, serija Geotektonika, t. XXIII, BAN, Sofia

(1974e) Konerozionen stadij v kvaternernoto razvitie na  
njakoi razlomi v Jugozapadna Balgarija. Izvestija  
na Geologiceskija institut, serija Geotektonika,  
t. XXIII, BAN, Sofia

(1975) Varhu neotektonskata aktivizacija na razlomnite  
strukturi v Balgarija. Geotektonika, tektonofizika  
i geodinamika, t. 2, BAN, Sofia

V r a b l i a n s k i , B . G .

(1977) Neotektonski rezim v Strumskata razlomna zona severno ot Blagoevgrad. Geotektonika, tektonofizika i geodinamika. t. 7, BAN, Sofia

V r a b l i a n s k i , B . , G . M i l e v

(1973) Njakoi izsledvanija za savremennite vertikalni dvizenija na malki blokove ot zemnata kora v Kresnenskija prolom. Izvestija na Geologiceskija institut, serija Geotektonika, t. XXI - XXII, BAN, Sofia.

Y u g o s l a v C o m m i t t e e o f G e o d e s y  
a n d G e o p h y s i c s

(1975) National Report Presented to the International Association of Geodesy at the XVI General Assembly of IUGG (Grenoble, 1975). Ed. Savez geod. inzen. i geom. Jugoslavije, Beograd

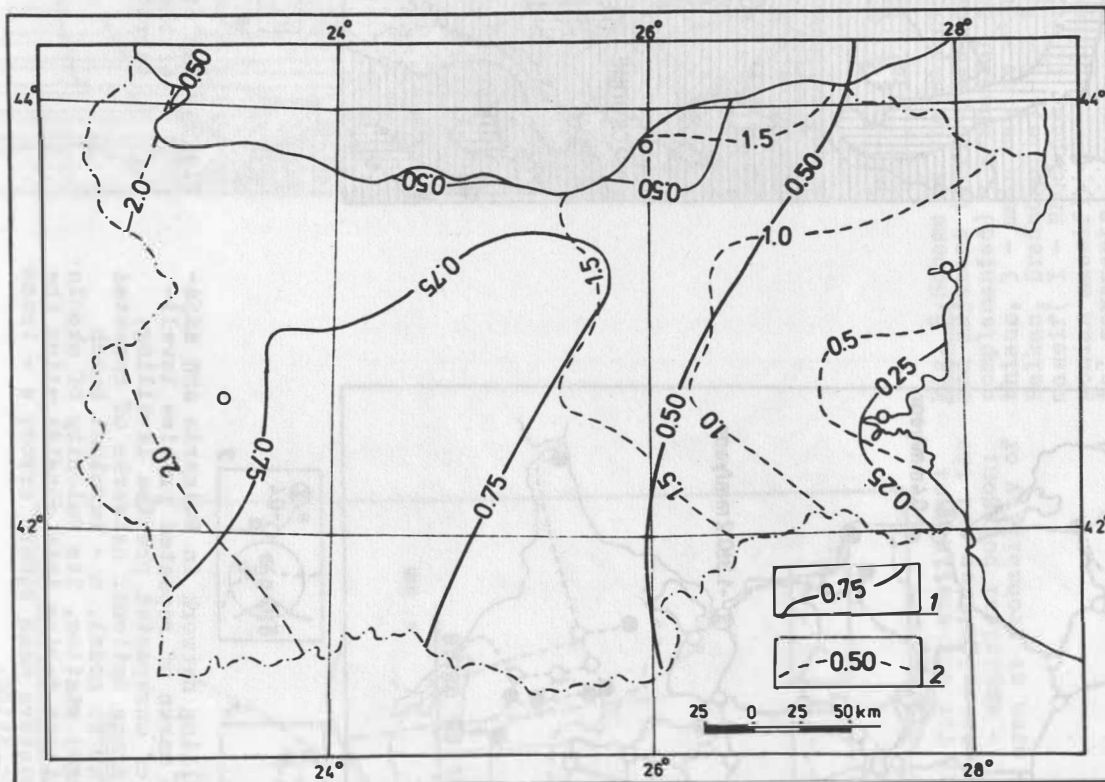


Fig. 1. Map of the isolines of mean square errors of the velocities of the recent vertical Earth's crustal movements in Bulgaria. 1 - for the map by Totomanov et al., 1978; 2 - for the map of Eastern Europe, 1973.

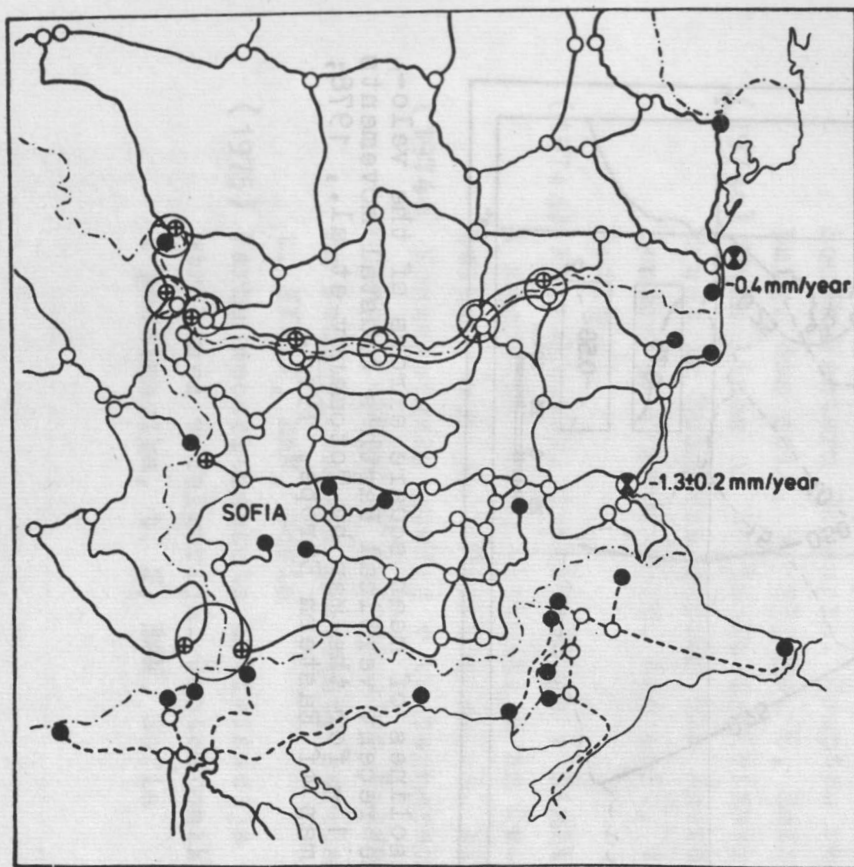


Fig. 2. Map of the precise levelling network in Bulgaria and adjacent areas. 1 - lines and bench marks of repeated precise levelling; 2 - lines and bench marks of unrepeated precise levelling; 3 - transference of velocities among national networks of repeated levelling; a - nodal, b - similar to nodal, c - terminal bench marks; d - mareograph (tide-gauge) station, its velocity of absolute recent vertical movement (without taking into consideration the eustatical effect) and the respective mean square error; e - transference of velocities by extrapolation.

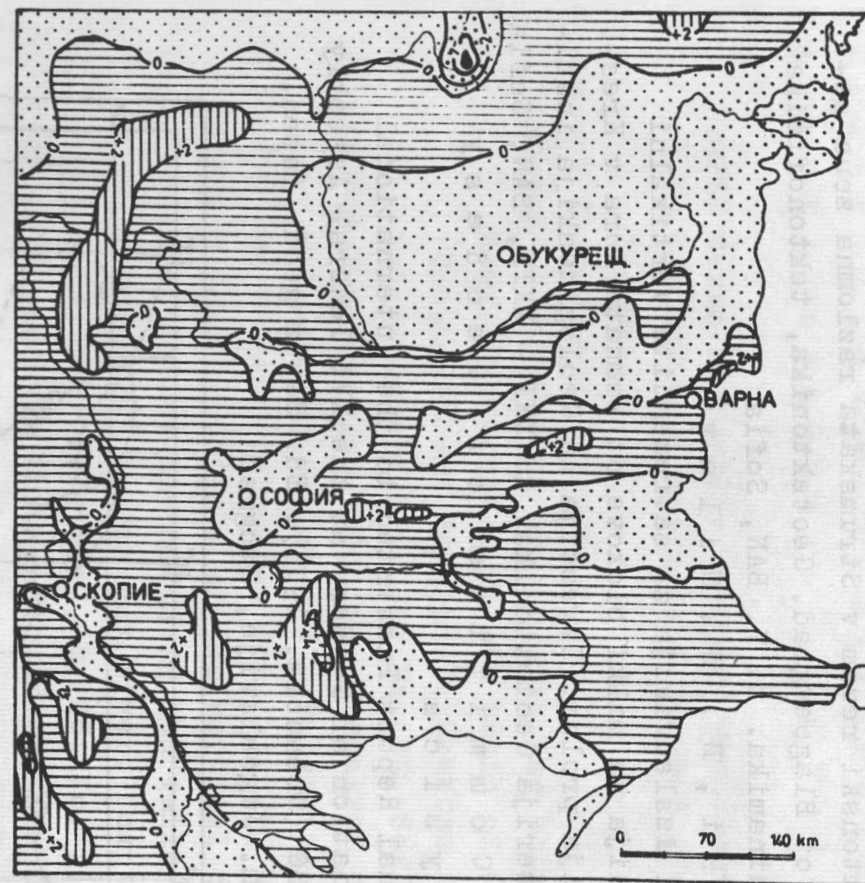


Fig. 3. Map of velocities of the recent vertical movements of the Earth's crust in Bulgaria and adjacent territories



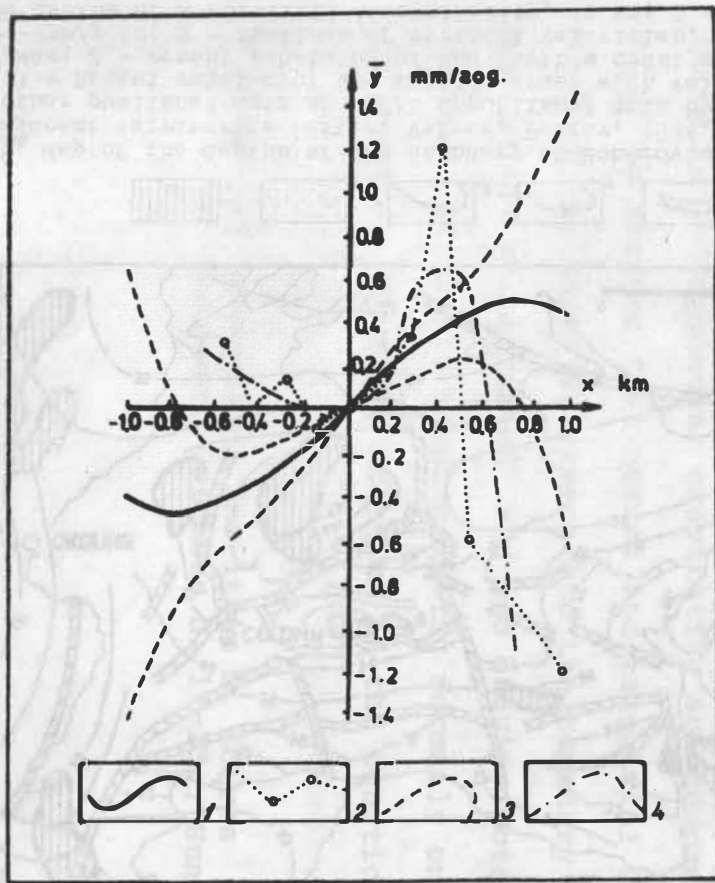


Fig. 4. Equation of regression  $\bar{y} = y(x)$  for the statistical relationship between the recent movements velocities and the relief. 1 - numerical approximation; 2 - empirical polygon; 3 - limiting curves of the confidence area at probability of 0,683; 4 - graph approximation

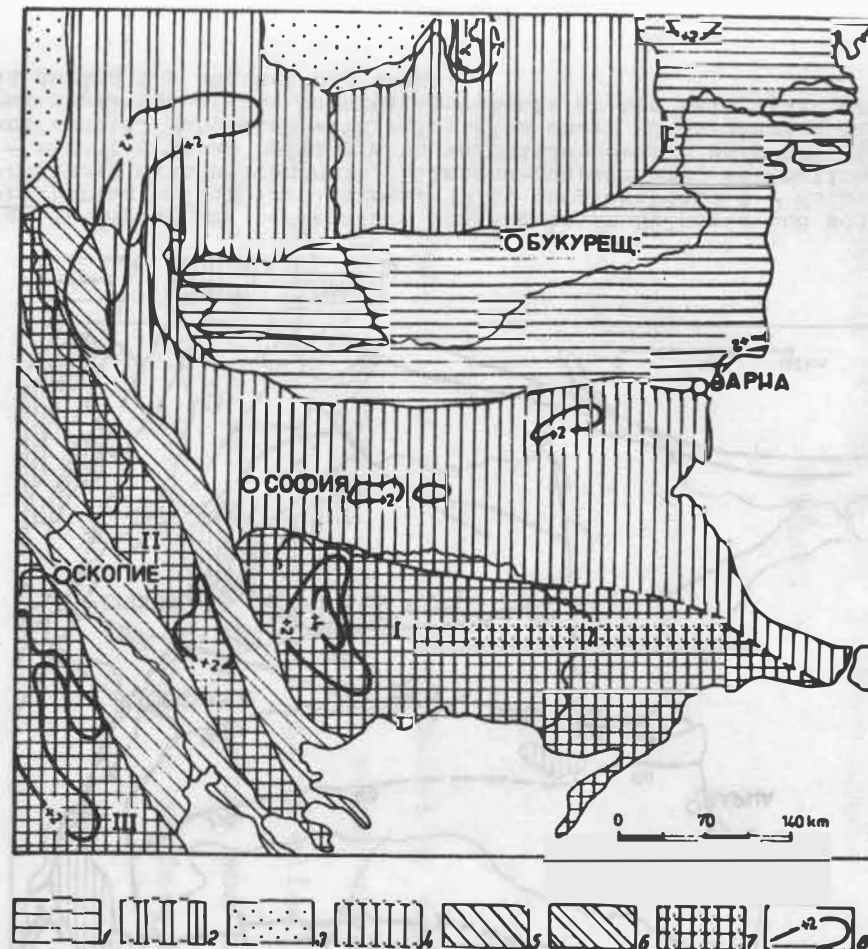
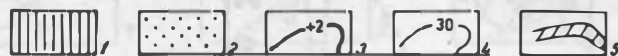
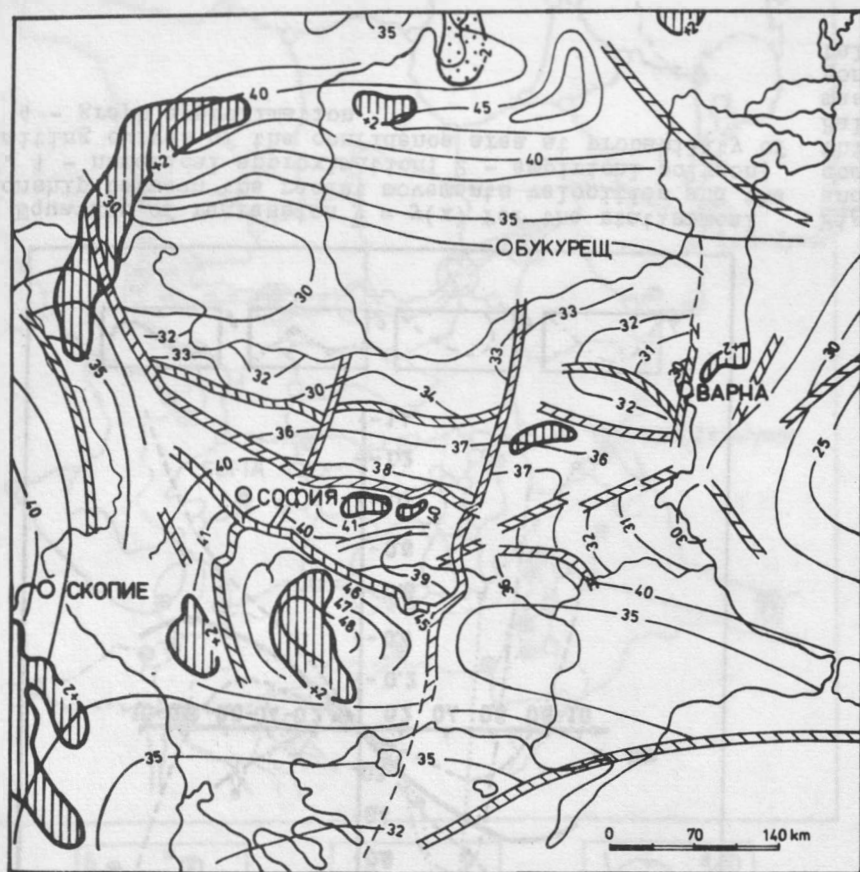
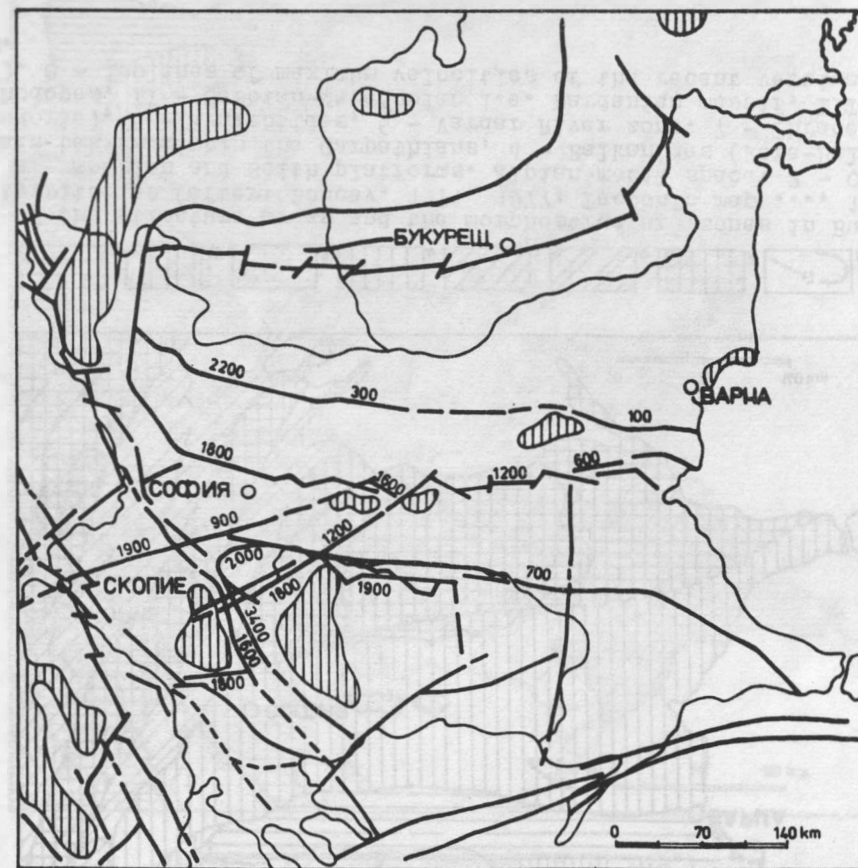


Fig. 5. Scheme of the structure areas and the morphostructure zones in Bulgaria and adjacent territories (after: Boncev, 1971, 1977; Tectonic map ..., 1973, complemented) 1 - Moesian and Scyth platforms. Alpien mobil space: 2 - Carpathians, 3 - main basins within the Carpathians, 4 - Balkanides (Fore-Balkan, Balkan, Srednogorie), 5 - Kraishtides, 6 - Vardar River zone. 7 - Thrace middle massif (I - Rhodopes, II - Serbian-Macedonian i.e. Dardanian massif, III - Pelagonian massif). 8 - isolines of maximum velocities of the recent vertical crustal movements.



**Fig. 6.** Map of the depths of the boundary of Mohorovicic in Bulgaria and adjacent territories (after: Velcev, Petkov, 1974, complemented with other published data and with unpublished data by Dobrev et al., 1978) 1 - Recent raising of the Earth's crust with velocities over 2 mm/year; 2 - recent subsiding of the Earth's crust with velocities under -2mm/year; 3 - isolines of vertical velocities; 4 - isolines of the depths of Mohorovicic discontinuity, in km; 5 - depth fault zones of different order, after geophysical data.



**Fig. 7.** Map of the neotectonic lineaments in Bulgaria and adjacent territories (after Vrablianski, 1978, complemented) 1 - Main fault structures with neotectonic (Pliocene-Quaternary) activation; 2 - recent crustal raising with velocities over 2 mm/year; 3 - recent crustal subsiding with velocities under -2 mm/year; 4 - integral amplitude of the vertical movements at the main fault activated during the neotectonic stage.

# DISPLACEMENTS OF THE EARTH SURFACE CAUSED BY EXTERNAL FORCES

Peter Varga\*

## Abstract

The surface of the Earth is deformed by variations in airpressure, in water level and in water table.

Paper is dealing with some problems of elastic deformations of our planet caused by external forces and shows some applications of this calculations in geodesy and in geophysics.

As it is known, Love-numbers are received in the result of solving the system of differential equations of the sixth order describing elastic deformations of a spherical, radially inhomogenous, gravitating and compressible layer, if it is assumed that normal and tangential stresses on both the Earth's surface and the boundary of the core mantle can be neglected and the gravity potential is continuous. If static loading acting normally on the surface is involved, then the solution of the equation system

\* Hungarian Geophysical Institute R. Eötvös  
H - 1145 Budapest, Columbus u. 17-23., Hungary

furnishes the loading numbers with the following designations coming into increasingly wider use:

$$h_n^{(1)}, k_n^{(1)}, l_n^{(1)}$$

Their simple combinations characterise gravity and plumb line changes over the Earth's surface:

$$\delta_n^{(1)} = \frac{n}{2} - \frac{n+1}{2} k_n^{(1)} + h_n^{(1)}$$

$$\gamma_n^{(1)} = 1 + k_n^{(1)} - h_n^{(1)}$$

By the aid of the loading numbers, as well as of the combinations  $\delta_n^{(1)}$  and  $\gamma_n^{(1)}$  changes occurring in consequence of stresses applied to the Earth's surface can be described. To determine such changes areas exposed to loading are divided into spherical trapezoids having equal  $S$  areas, i.e. the normally acting load is assumed to be constant. If phenomena taking place in reality are approximated in such a way, then the changes can be described by the loading numbers i.e. by using their combinations through an approximation of the pressure values by a series of spherical functions (Pertsev, B. P., 1976):

- vertical displacements of the Earth's surface:

$$\Delta h = \frac{2 \pi a^2 p}{g^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{h_n^{(1)}}{2n+1} (P_{n-1}(\alpha) - P_{n+1}(\alpha)) \cdot P_n(\psi)$$

- resulting change in gravity:

$$\Delta g = - \frac{8 \pi f p}{g} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\delta_n(l)}{2n+1} (P_{n-1}(\alpha) - P_{n+1}(\alpha)) \cdot P_n(\psi)$$

- change in plumb-line deviation:

$$\Delta \xi = \frac{4 \pi f a p}{g^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\gamma_n(l) \cdot n}{2n+1} (P_{n-1}(\alpha) - P_{n+1}(\alpha)) \frac{\psi^n \cdot P_n(\psi) - P_{n-2}(\psi)}{\psi^2 - 1}$$

(p - pressure, g - gravity acceleration, f - gravity constant, a - radius of the Earth).

In the above formulae  $\alpha$  is the angle, under which the spherical trapezoid subjected to loading can be seen from the centre of the Earth, while  $\psi$  represents the angular distance between the centre of the spherical trapezoid and an arbitrary point on the surface. In Fig. 1 presented are changes in  $\Delta h$ ,  $\Delta g$  and  $\Delta \xi$  in the instances of trapezoids with aperture angles  $\alpha = 1^\circ$  and  $\alpha = 5^\circ$  for various angular distances.

Following a number of other authors (Pertsev B. P. 1976; Farrell W. E. 1972; etc.) we have determined the loading numbers and their combinations by integrating numerically the differential equation describing the deformations of a spherical, radially inhomogenous, gravitating and compressible layer. Investigations conducted by us (Varga P., 1979) covered several Earth models and their most important conclusions are summarized as follows:

- a./ interior parts (core) of the Earth exercise a significant influence on calculation results for lower orders of magnitude, but after  $n > 40$  such influence can be neglected;
- b./ differences in mantle models scarcely affect the values of loading numbers;
- c./ the effect of varying models chosen at the upper boundary of the mantle on the solution of the system of differential equations: the effects of nearsurface factors increases with increasing  $n$ .

Subsequently we have investigated formulae describing changes in level, gravity and plumb line deviations, carrying out summing up to  $n=70000$  for spherical trapezoids characterized by various  $\alpha$  angles. It has been established that the value of sums depends to a certain extent also on the Earth model. Changes in the state of nearsurface layers affect the results in the first line. Our investigations threw light on that the convergence of the sum formulae as represented in the foregoing deteriorates with decreasing  $\alpha$  angle, which permits to infer that the mathematical apparatus as used by us is suitable to describe changes effecting larger areas only.

It is desirable that the investigated object could be characterized by aperture angles over  $\alpha=0^{\circ}.01$ . It can be seen from the foregoing that using the mathematical apparatus we attempted to investigate several changes called forth by natural phenomena. In the course of this it must not be forgotten that our investigation method is based after all on Hooke's law and it is well known that it does not describe the behaviour of nearsurface rocks with the needed accuracy in all cases. Their effect, however, as it is reflected by the mentioned results, manifests itself in changes due to loadings.

After these precursory remarks let us examine the effects exercised on the Earth's surface by variations in the levels of superficial and subsurface waters and air pressure values.

Among loadings derived from variations in the level of superficial waters mention should be made first of all of partly periodical, partly aperiodical loadings caused by the seas. Regular variations are caused by sea tides. Variations of the gravity field due to this amount to several microgals, while level oscillations are of the order of mm even in the interior of continents (Pertsev B. P., 1976, 1979).

On the basis of the investigation of moreograph data series (Munk, W.; Revelle, R., 1952) it can be unambiguously established, that even long lasting aperiodical movements can be observed in the level of world oceans exceeding in certain instances 10 cm. It is rather difficult to form an idea about loadings due to such level variations, since their areal distribution, on the one hand, and their nature, on the other, are not known to the required extent. Knowledge of the latter is essential, since a change in sea level results in deformation only if it is due to a change in water mass. Thus no loading comes into being if the change in level was caused by a change in air pressure or sea water temperature, since they do not affect the magnitude of pressure on the sea floor. Changes in sea level may be caused by tectonic movements as well. If a level change of 10 cm amplitude is assumed covering an area of  $10^6 \text{ km}^2$  then at the shore a level change of 1 mm occurs and at a distance of 150 to 200 km from the sea the change still reaches 0,7 mm.

Similar changes must be taken into account in consequence of filling and level variations of water storage reservoirs. Calculations were made to determine changes occurring when the water storage reservoir constructed



at the central Hungarian section of the Tisza river with an area of  $127 \text{ km}^2$  and a depth of 3 m on the average was filled up. Prior to carrying out the calculations the area of the reservoir was divided into spherical trapezoids with side lengths of  $0.01$  and for each such elementary unit the height of the loading water column was determined. Level displacements occurring while the reservoir was being filled up are shown in Fig. 2, while values of gravity changes in Fig. 3. The level change at several kilometers from the points amounts to 1 to 2 mm, but as far as 15 to 20 km from the reservoir vertical displacements still reach 0.2 to 0.3 mm. At places near the reservoir (within 10 km from the shore line) gravity variations up to 10-12 microgals can be reckoned with.

The effect of air pressure variations on gravity measurements manifests itself in combined form and depends on several factors. They are as follows:

1. Rearrangement of air masses
2. Deforming effects of pressure changes on the Earth's surface
3. Non-ideal barometric compensation of gravimeters

If instrumental effects are disregarded and certain simplifications introduced (it is assumed, that air pressure changes within the investigated spherical trapezoid have a constant amplitude and there are no changes without it) then according to our calculations over a spherical trapezoid of  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  there appears a gravity change of  $-0.27$  microgal/mbar, which means that exceptionally high barometric changes may lead to an effect of hundredth mgal. Of course, this is already a measurable change and as far as the order of magnitude is regarded it corresponds to the correction of  $-0.43$  microgal/mbar of measurements conducted at various heights above sea level which is required owing to the normal air pressure value. Our calculations show a good agreement with experimental results) (Gerstenecker, 1978).

The deforming effect of air pressure changes must also result in level changes. On the basis of our calculations using simplifications discussed in connection with the gravity variations their magnitude may reach the order of mm, if the changes cover large areas and have high amplitudes.

Variations of the ground water table cause also changes in loading over the Earth's surface. It should be observed, that the filling of water storage reservoirs influence the ground water table over an extended area in their surroundings, and the corresponding complementary effect modifies our calculation results for the water reservoir to be constructed on the Tisza river.

To obtain an idea on the magnitude and nature of ground water table variations we have processed a twenty years long data series of 8 ground water observation wells operated in the Great Hungarian Plain. In Fig. 4 presented are the average normalized energy spectra calculated on the basis of these observation series. It can be clearly seen that the observations contain variations with annual periods having an amplitude of 70 cm on the average. This means that a table change of a period of one year with amplitudes of 0.1 to 0.5 mm is present on the surface due to the loading, if the Earth responds elastically to loading effects. In addition to the foregoing the fact is known, that significant changes occur in the areal distribution of ground water table from one year to another. The Annual of the Hungarian Hydro-

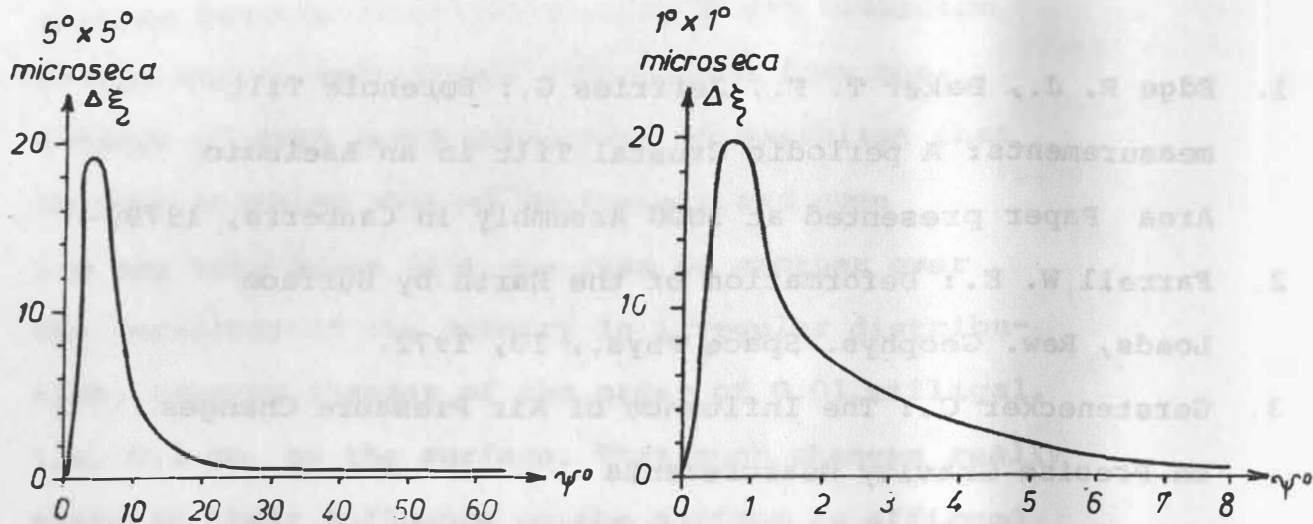
graphic Service publishes regularly the deviation of the annual mean ground water table from the average of many years permitting to establish that changes reaching several decimeters and even 1 m may take place from one year to another over the territory of the country in irregular distribution, causing changes of the order of 0.01 milligal, i.e. 0.1 mm on the surface. That such changes really exercise their influence on the surface is affirmed among others by the work of R. J. Edge, T. F. Baker and G. Jeffries (1979) describing the close correlation experienced by them between variations of the ground water table and records of horizontal pendulums.

In conclusion we should like to call attention to that the magnitude of changes due to loading may deviate in reality from calculation results. This is because the calculations were carried out by assuming an ideally elastic Earth and this can not describe the behaviour of nearsurface ground layers in particular. This holds true particularly for ground waters. In spite of this our calculations can be used for estimating changes occurring in consequence of loads.

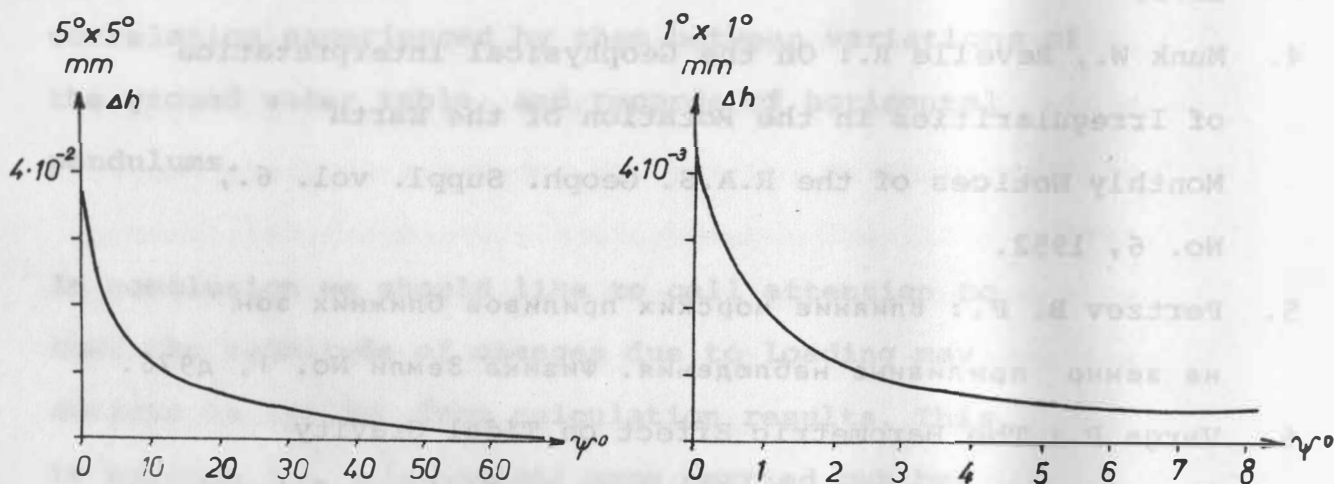
## References

1. Edge R. J., Baker T. F., Jeffries G.: Borehole Tilt measurements: A periodic Crustal Tilt in an Aseismic Area Paper presented at IUGG Assembly in Canberra, 1979.
2. Farrell W. E.: Deformation of the Earth by Surface Loads, *Rew. Geophys. Space Phys.*, 10, 1972.
3. Gerstenecker C.: The Influence of Air Pressure Changes on Precise Gravity Measurements  
*Beiträge zur Astronomischen Geodäsie und Geodynamik*  
*Ints. f. Phys. Geodäsie der Techn. Hochschule Darmstadt*, 1978.
4. Munk W., Revelle R.: On the Geophysical interpretation of Irregularities in the Rotation of the Earth  
*Monthly Notices of the R.A.S. Geoph. Suppl. vol. 6.*, No. 6, 1952.
5. Pertzev B. P.: Влияние морских приливов ближних зон на земно приливные наблюдения. *Физика Земли* No. 1, д976.
6. Varga P.: The Barometric Effect on Tidal Gravity Measurements *Rivista Italiana di Geofisica e Scienze Affini* 2. 1975.
7. Varga P.: Effect of air pressure changes on gravity measurements. Paper presented at the 8th Meeting of the *Int. Grav. Comm.*, Paris 1978.
8. Varga P.: Connection Between the Inner structure and the Static Deformations of the Earth Caused by External Forces, *Geofizikai Közlemények*, 25, 1979.
9. *Vizrajzi Évkönyv LXXXI. kötet*, Budapest, 1976.

HORIZONTAL COMPONENT



VERTICAL DISPLACEMENTS



GRAVITY VARIATIONS

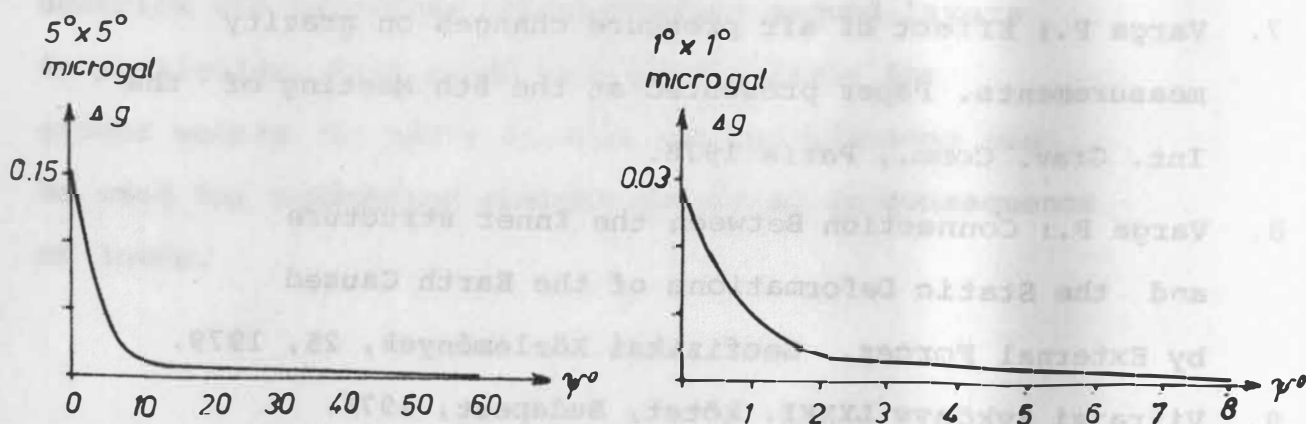


Fig. 1. Influence of loading in case of  $5^\circ \times 5^\circ$  and  $1^\circ \times 1^\circ$  spherical trapezoids respectively

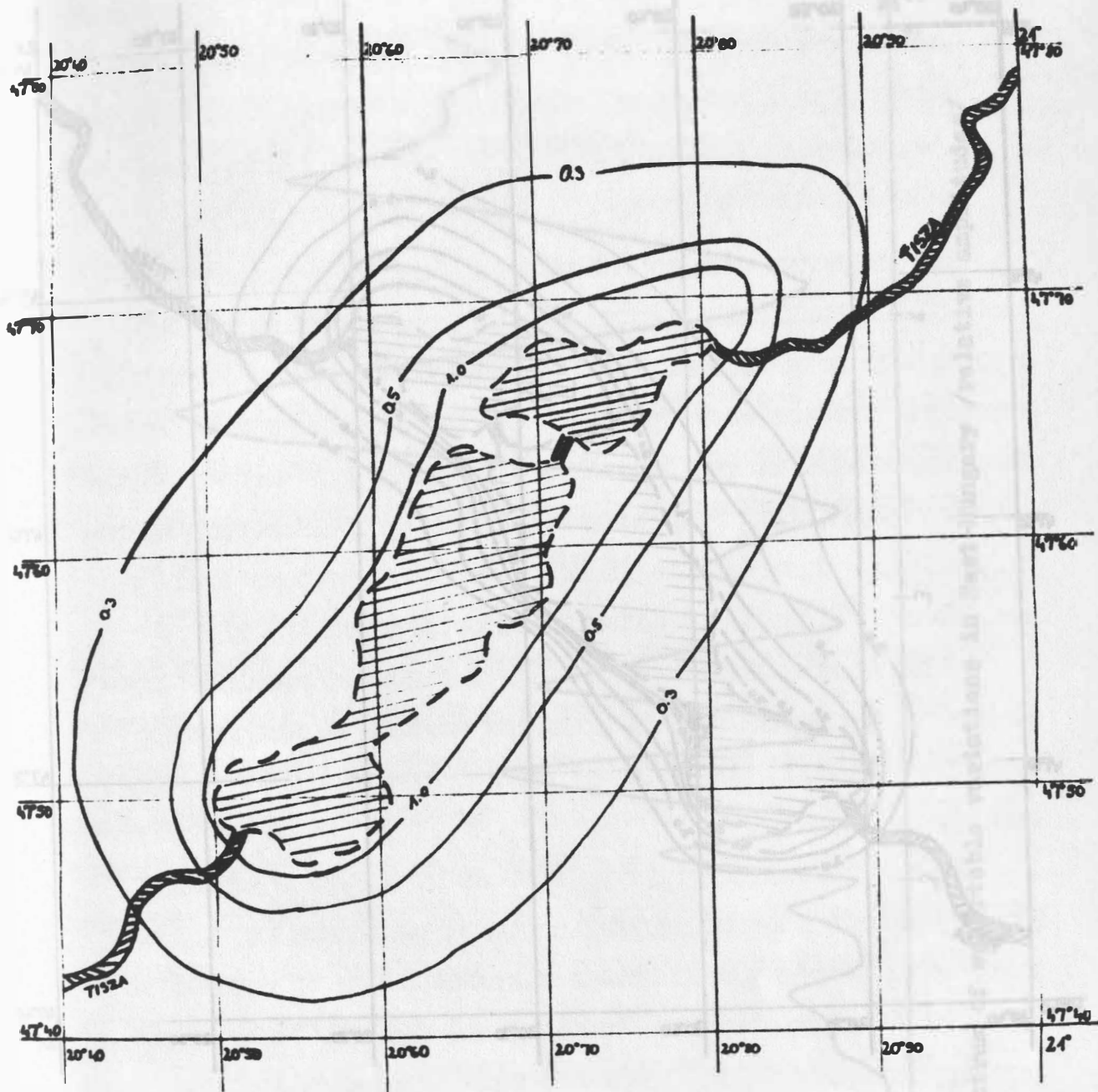


Fig. 2. Level variations caused by filling-up of an artificial lake on river Tisza.

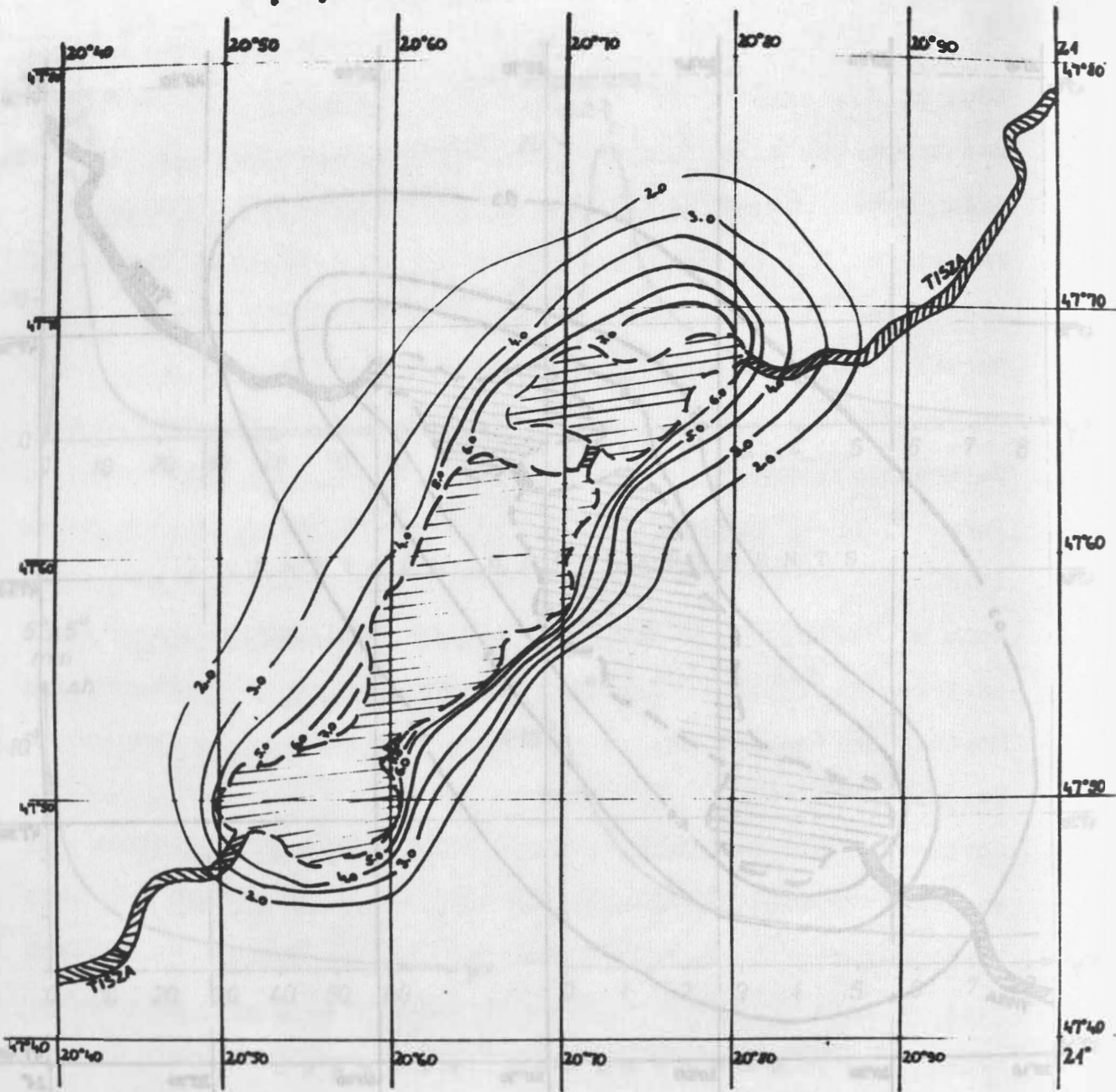


Fig. 3. Gravity variations caused by filling-up of an artificial lake on river Tisza.



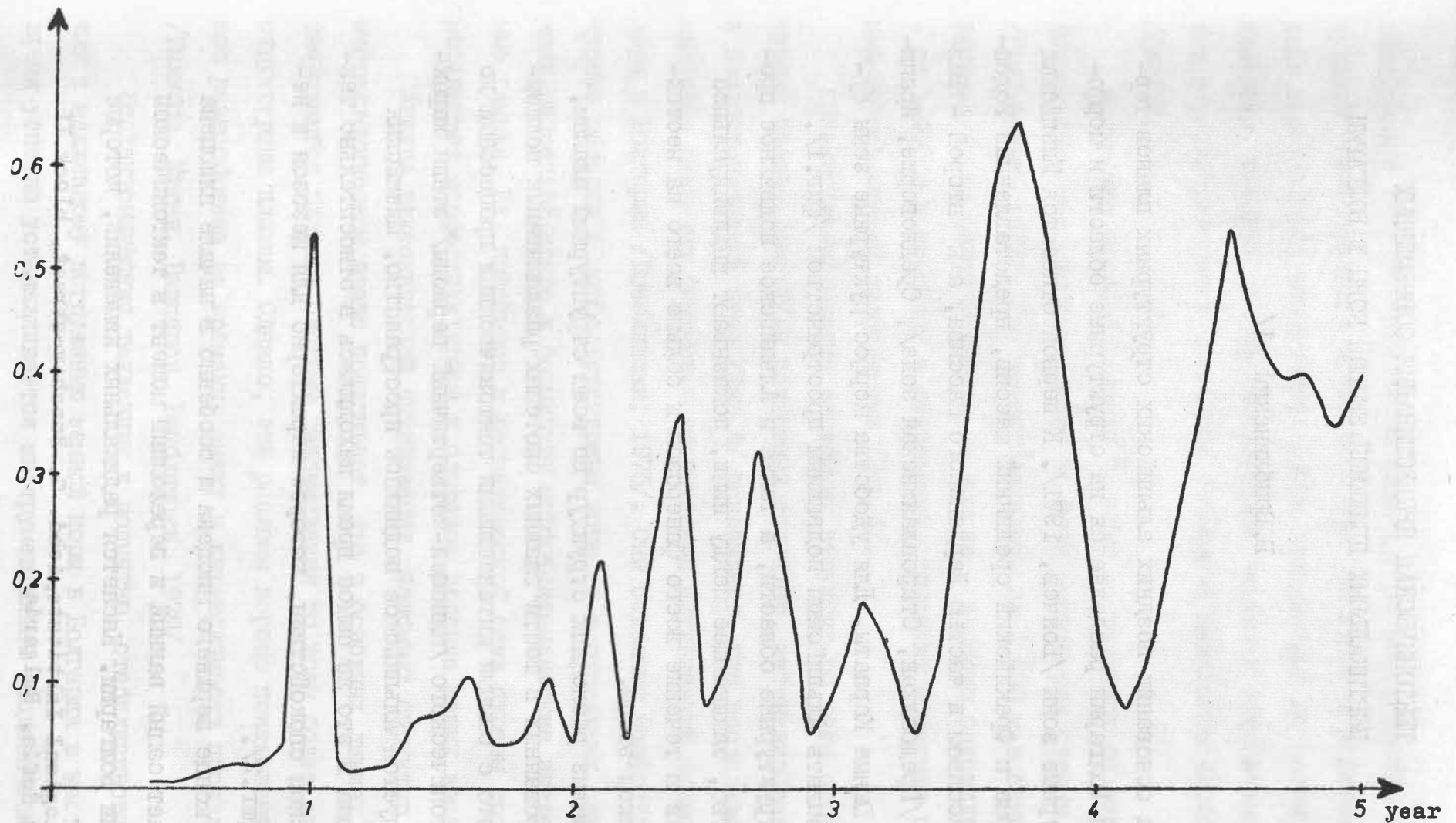


Fig. 4. Mean energy spectrum of watertable variations in East-Hungary /relative amplitudes/

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРЕДЕСТИНАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРИ В БОЛГАРИИ

Б. Врыблянский 1/

На основании поздних альпийских структурных планов территория Болгарии разделяется на структурные области и морфоструктурные зоны /Бончев, 1971/. К первой относятся Мизийская платформа и Фракийский срединный массив, представленный Родопским массивом и частью Дарданского массива, а к второй – Балканиды /Предбалкан, Старопланинская зона/, Средногорие, Краиштиты и Южные Карпаты. Для удобства морфоструктурные зоны будем называть Альпийским подвижным пространством /фиг.1/.

Структурные области, а также и Альпийское подвижное пространство, замыкающее между ними, показывают индивидуальное развитие в течение всего фанерозоя и больше всего на неотектоническом этапе.

Анализ разломных структур по всем структурным планам, группированных в шести главных системах разламывания показывает, что с самыми интенсивными тектоническими процессами до неотектонического /плиоцен-четвертичный периоды/ этапа характеризуется Альпийское подвижное пространство. Мизийская платформа в это же самое время находилась в относительно тектоническом спокойствии, которое характерно для мезозоя и неозоя /фиг.2/.

В конце верхнего миоцена и особенно в начале плиоцена наступает самый важный и переломный момент в тектонической эволюции Болгарии. Касается радикальных изменений, которые

<sup>1/</sup> Geological Institute, Acad. G. Bonchev-street, block II  
1113 Sofia, Bulgaria

относятся к типу тектонических движений, к постепенному затуханию горизонтальной компоненты этих движений и усилению роли вертикальной компоненты. Тогда инициальный доорогенный пенеппен, который для краткости будем называть ортоппеном, был глубоко расчленен разломами больших и маленьких блоков /фиг.3/.

Фрагменты этого ортоппена сегодня сохранились на различном гипсометрическом уровне на всей территории страны /Врыблянски, 1975/. Его части поднялись до 2,200 м в самых высоких горах Южной Болгарии, а другие - глубоко опустились - до 1,400 м в грабенах и депрессиях, покрытых толстыми плиоцен-четвертичными отложениями /фиг.4/.

Сравнительный анализ разломных структур по всем структурным планам /фиг.2/ и разломных структур, активизированных в неотектонический этап /фиг.4/ показывает, что последние являются главными линиями тектонической активизации земной коры в Болгарии /Врыблянски, 1975/. Они отделяют морфоструктурные области и морфоструктурные зоны, а в отдельных случаях пересекают криво и формируют морфотектонические эпидермальные клинья. Их положение в регматической сети страны хорошо мотивирует морфоструктурное и блоковое деление наших земель.

Анализ тектонической активизации разломных структур на неотектоническом этапе показывает, что в основных линиях подтверждаются главные системы разламывания по всем более старым структурным планам. Однако, эти разломы хорошо показывают большое разнообразие во времени, знаку и интенсивности проявления /Гыльбов, Мишев, Вапцаров, Врыблянски, 1979/.

Неотектонические тенденции к поднятию, стабилизации или к медленному погружению земной коры в Болгарии в настоящее время успешно устанавливается инструментально геодезическим

путем через повторную нивеляцию страны. Эти тектонические тенденции выражены в численных стойностях и показаны на карте современных вертикальных движений земной коры /фиг.5/.

Как количественные, так и качественные данные показывают, что наша страна характеризуется повышенной подвижностью и дифференцированными во времени, знаку и интенсивности проявлениями современных вертикальных движений земной коры /Тотоманов, Врыблянски, 1979/. При этих движениях преобладают положительные стойности, которые характеризуют ее как страну с всеобщим современным поднятием. На фоне этого поднятия наблюдается и тенденции к локальным погружениям, в основном в юго-восточной части страны. Изменение знака движений почти во всех случаях совпадает с местами больших разломных структур, активизированных на неотектоническом этапе /Врыблянски, Тотоманов, 1979/.

Эти тенденции, о которых мы уже вспоминали выше, хотя и в самых общих чертах, оказались надежными и достаточно полными для одного комплексного анализа современных вертикальных движений земной коры и их тектонической предестинации.

Ортоплен /доорогенная инициальная поверхность/ на территории Болгарии в конце верхнего миоцена характеризуется большой насыщенностью разломными структурами всех структурных планов /разрезы А, фиг.6/. Наибольшая густота отмечается во Фракийском массиве - 47,5 %. На Альпийское подвижное пространство приходится тоже большое количество разломов - 45 %. Разломные структуры в Мизийской плите - только 7,5 %, не играют существенной роли в ее структурном оформлении.

Неотектоническая эволюция земной коры в Болгарии /разрезы Б, фиг.6/ характеризуется интенсивными вертикальными движениями, которые различаются по времени, знаку и интенсивности проявления.

Комплексный анализ показывает /фиг.6/, что на неотектоническом этапе /разрезы Б/ активизируется только 23,6 % из разломных структур всех структурных планов доорогенной поверхности /разрезы А/. В эту группу попадают преимущественно разломы, ограничивающие структурные области и морфоструктурные зоны, а также - крупные разломы, проходящие к ним поперечно или косо.

Самый большой процент неотектонически активизированных разломных структур приходится на Альпийское подвижное пространство, меньший - на Фракийский массив, а меньше всего таких разломов в Мизийской платформе. При сравнении амплитуд вертикальных движений на передний план выходят разломы Фракийского массива и то - главным образом его западных отделов.

Современная тектоническая активизация земной коры на нашей территории /мм /год./ показана на разрезах В, фиг.6. Самое общее выражение неотектонических тенденций воздымания, стабилизации или медленного погружения структурных областей и морфоструктурных зон дает кривая скоростей современных вертикальных движений.

Параллельно с этим нередко наблюдаются и обратные тенденции. Они выявляются и на Мизийской платформе, и во Фракийском массиве и в Альпийском подвижном пространстве /разрезы В, фиг.6/. Самым типичным случаем является гора Рила, находящаяся в обхвате Фракийского массива. На неотектоническом этапе она испытала самое интенсивное воздымание - более 2,200 м, а на современном ее вертикальные движения отличаются отрицательными значениями /разрез У - В, фиг.6/.

### Заключение

1. Современные вертикальные движения земной коры на территории Болгарии в большинстве случаев тектонически обусловлены. Они отражают новейшие тектонические тенденции земной коры к воздыманию, стабилизации или к медленному погружению. Знаки движений почти всегда изменяются около крупных разломов, испытывающих активизацию на плиоценово-четвертичном этапе.

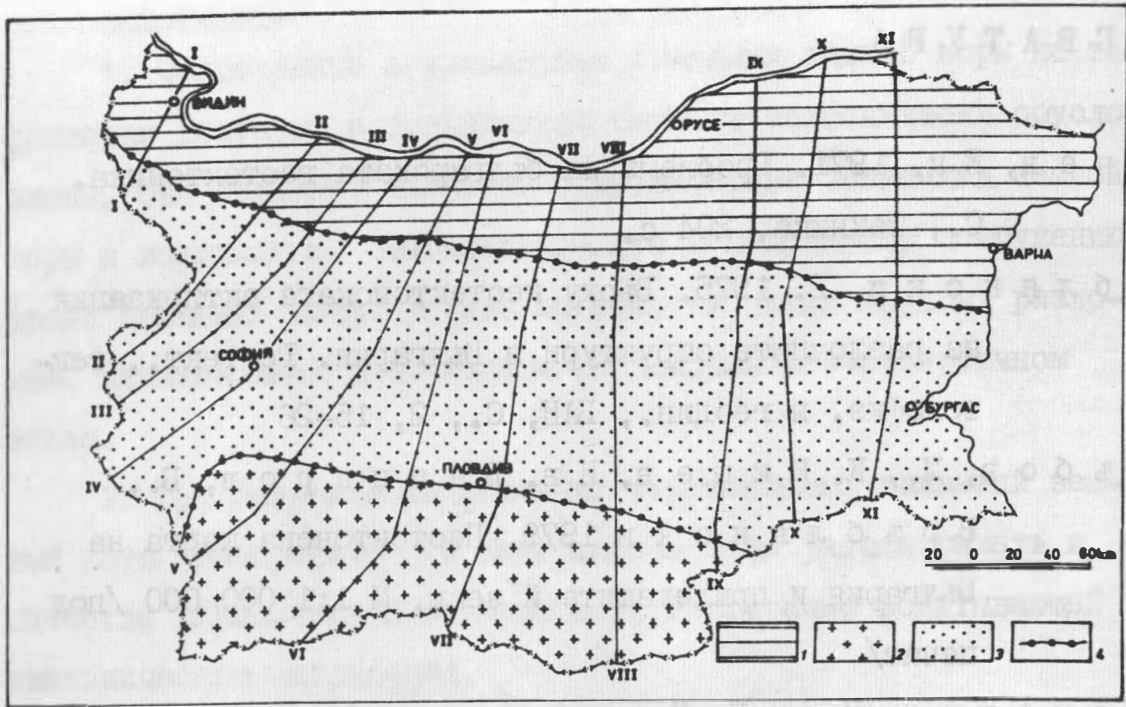
2. При изучении современных вертикальных движений земной коры топографическую поверхность надо рассматривать в качестве динамической поверхности, непрерывно испытывающей тектонические напряжения.

3. Инструментально полученные значения скоростей современных вертикальных движений отражают движения только в тех пунктах, в которых расположены нивелирные реперы. Это естественно приводит к необходимости максимально сокращать геометрическое интерполирование, которое применяется геодезистами при проведении скоростных изогипс и заменять его тектонической интерпретацией.

**Summary:** The comparative analysis shows that recent vertical movements of the Earth's crust in Bulgaria have a definite tectonic predestination. They are a reflection of the youngest tectonic tendencies of the earth's crust towards uplift, stabilization or slow subsidence. The topographic surface should be regarded as a dynamic surface which is continuously subjected to tectonic stresses. It is pointed out that the rate of recent vertical movements, deduced from geodetic studies, are valid only for those places which contain the levelling markers. Naturally, this will lead to considerable limitations of the geometric interpolation in this type of investigations and to gradual replacement by modern tectonic interpretation.

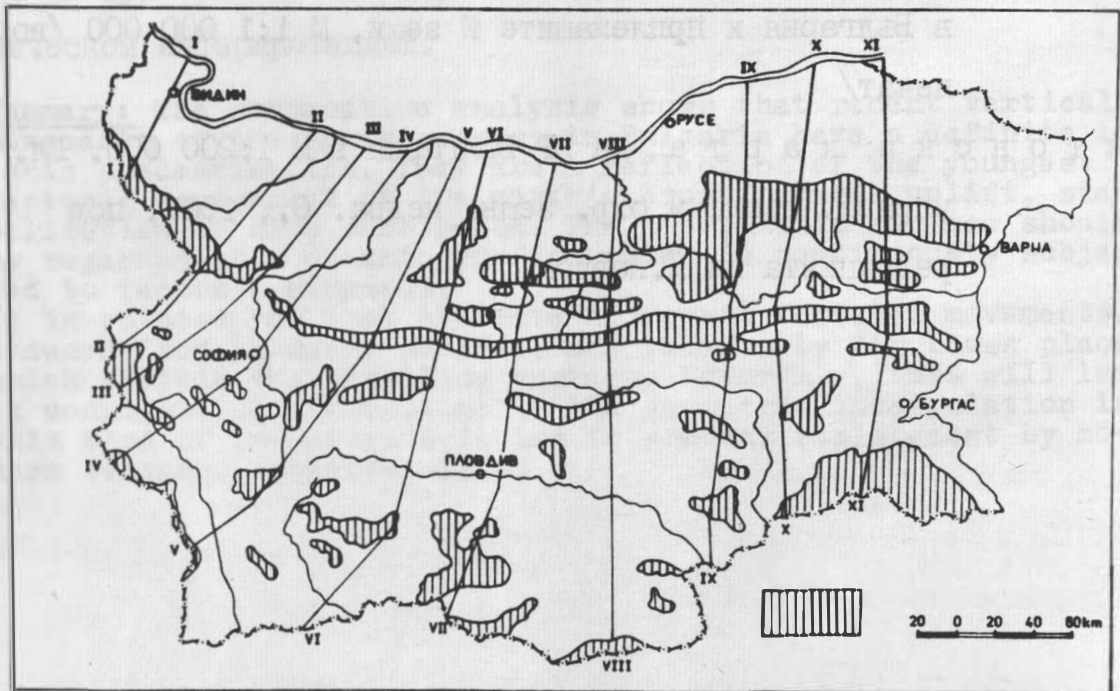
## ЛИТЕРАТУРА

- Бончев, Ек. 1971. Проблеми на българската геотектоника. С., Техника, 204 с.
- Бръблянски, Б. 1975. Върху неотектонската активизация на разломните структури в България. Геотект., тектонофиз. и геодин., БАН, С., 2, 15-26
- Гълъбов, Ж., К. Мишев, Ив. Вапцаров, Б., Бръблянски 1979. Неотектонска карта на България и прилежащите ѝ земи, М 1:1 000 000 /под печат/
- Тотоманов, Ив., Б. Бръблянски, М. Младеновски, 1978. Изследване и картиране на съвременните вертикални движения на земната кора в България. Проблеми на географията. С., 3, 67-74
- Тотоманов, Ив., Б. Бръблянски, 1979. Карта на съвременните вертикални движения на земната кора в България и прилежащите ѝ земи, М 1:1 000 000 /под печат/
- Тектонска карта на НР България в М 1:200 000. Гл. управл. геол. и охр. земн. недра. С., 1967, под редакцията на И. Новчев



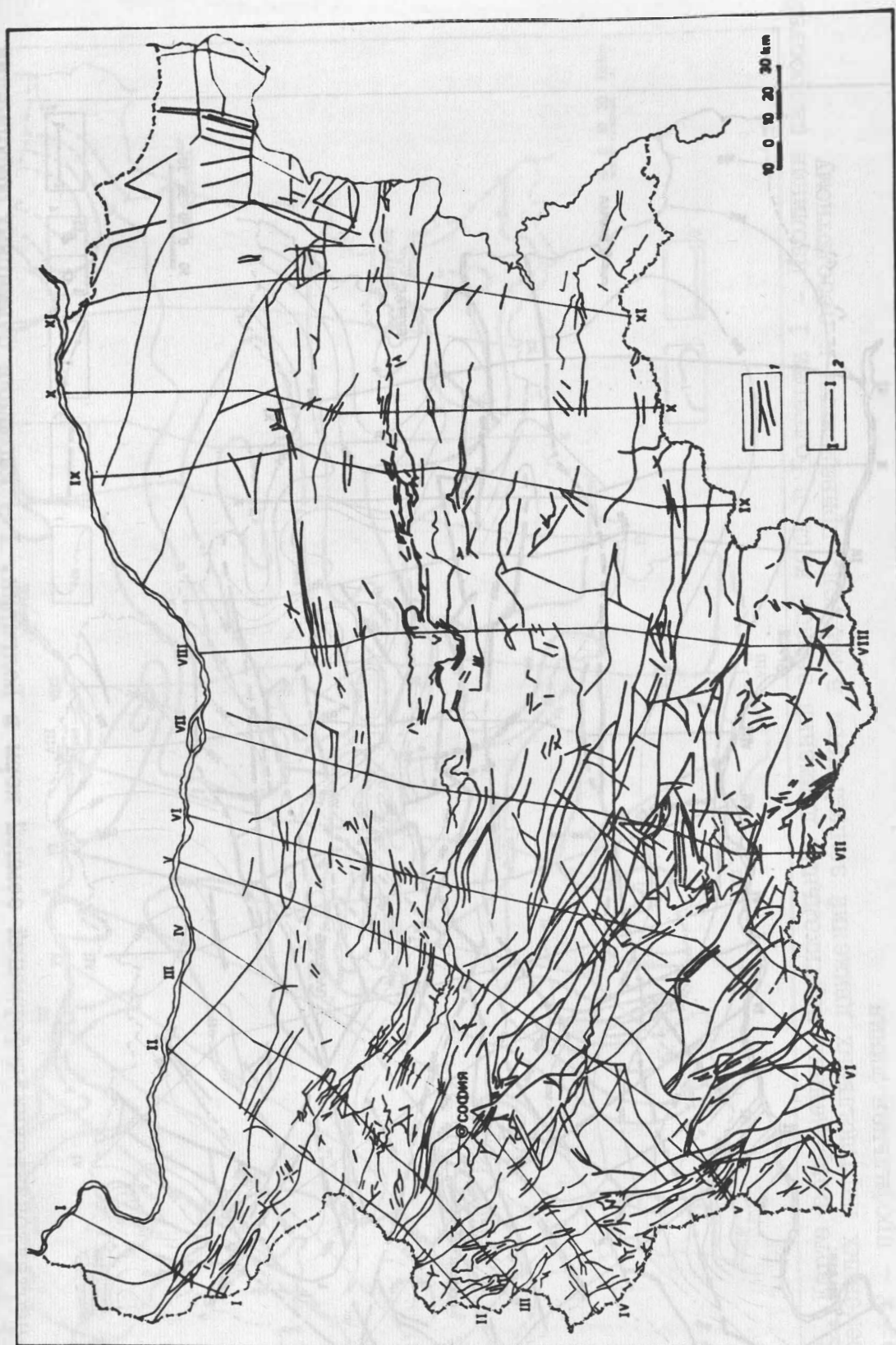
Фиг.1. Схема структурных областей и Альпийское подвижное пространство в Болгарии

1 - Мизийская платформа; 2 - Фракийский срединный массив; 3 - Альпийское подвижное пространство; 4 - профильная линия



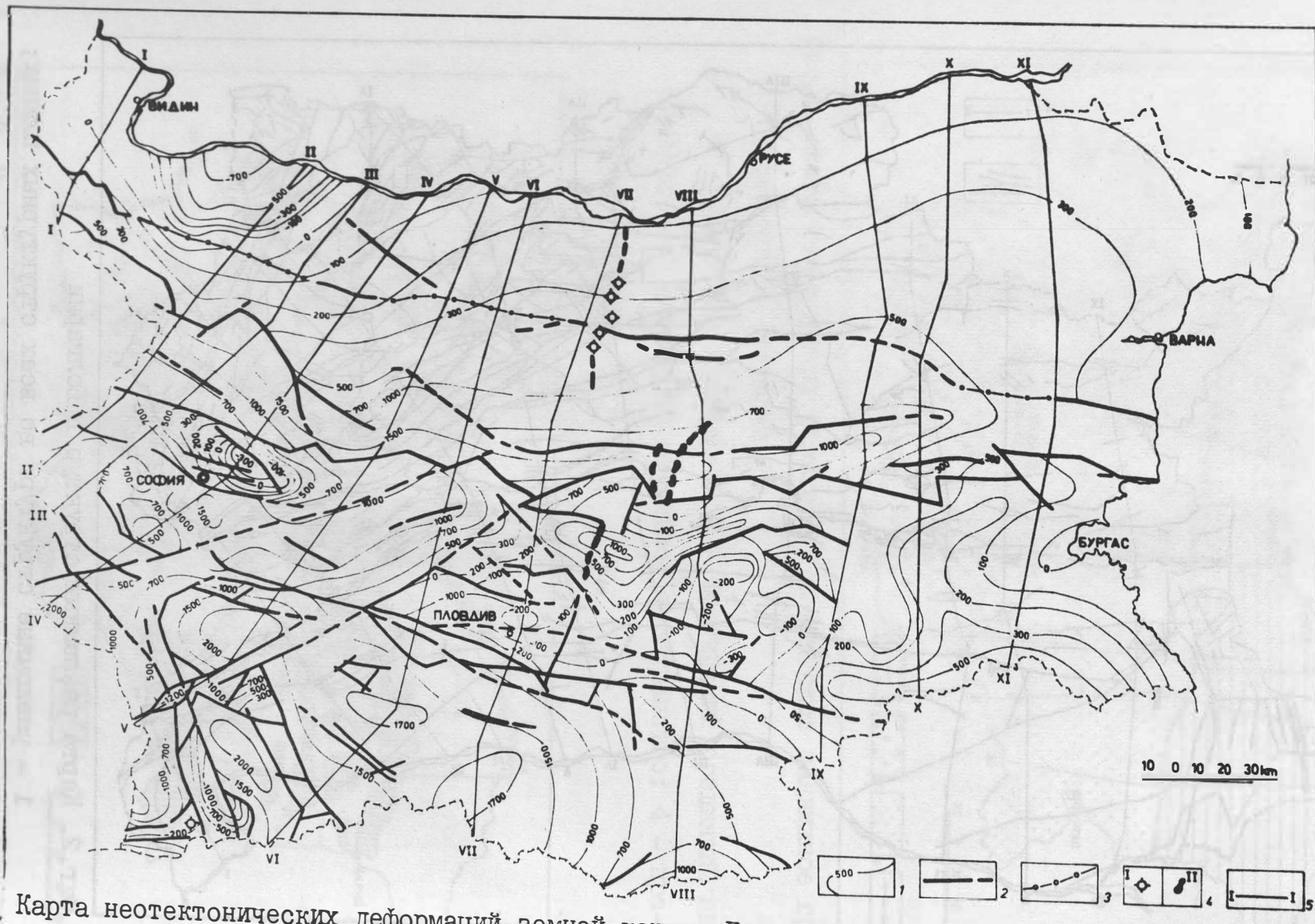
Фиг.3. Карта о расположении ортогнейса /инициальный доорогенный пенецлен/ в Болгарии



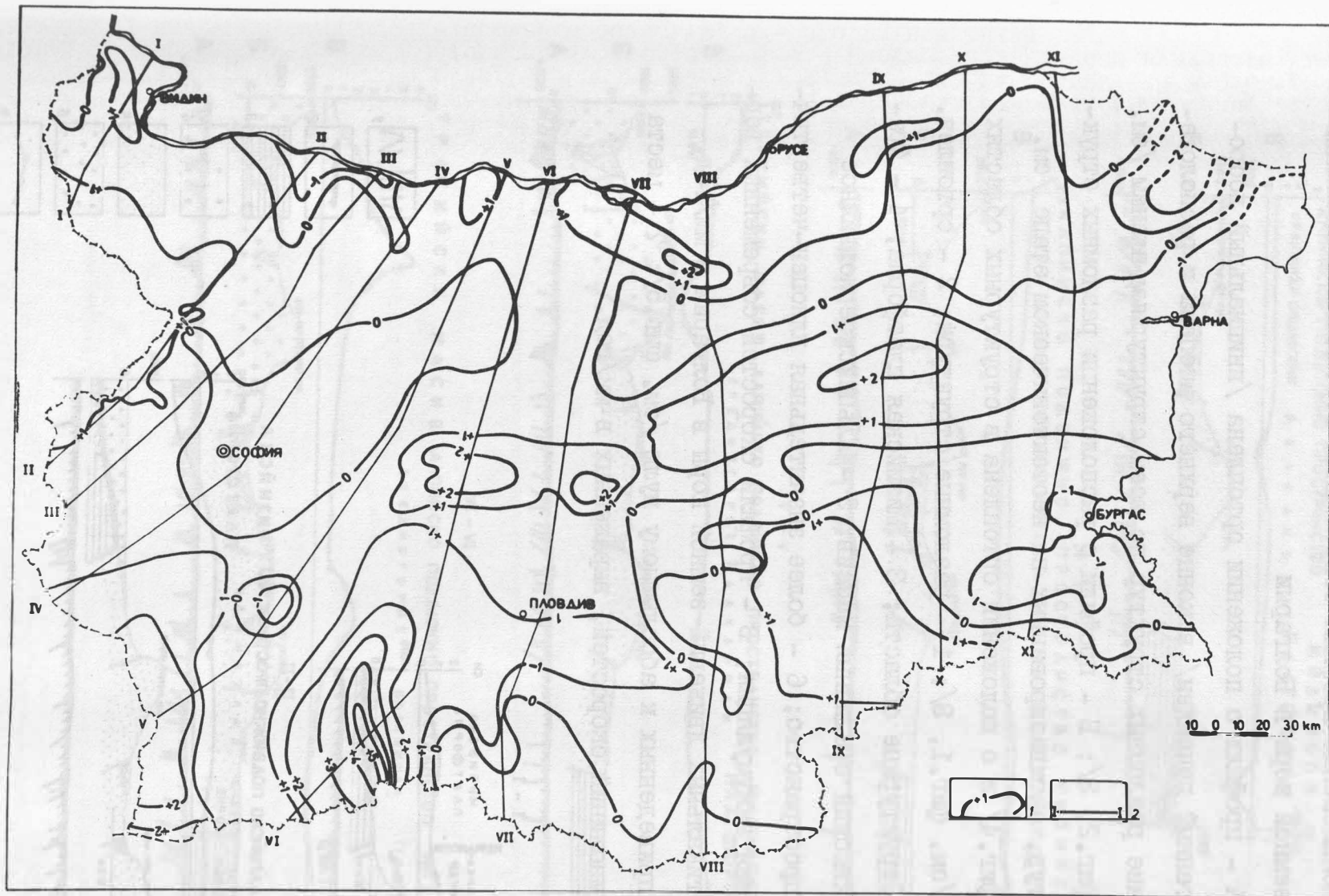


Фиг. 2. Карта разломных структур в Болгарии

- 1 - разломные структуры во всех структурных планах;  
 2 - профильная линия



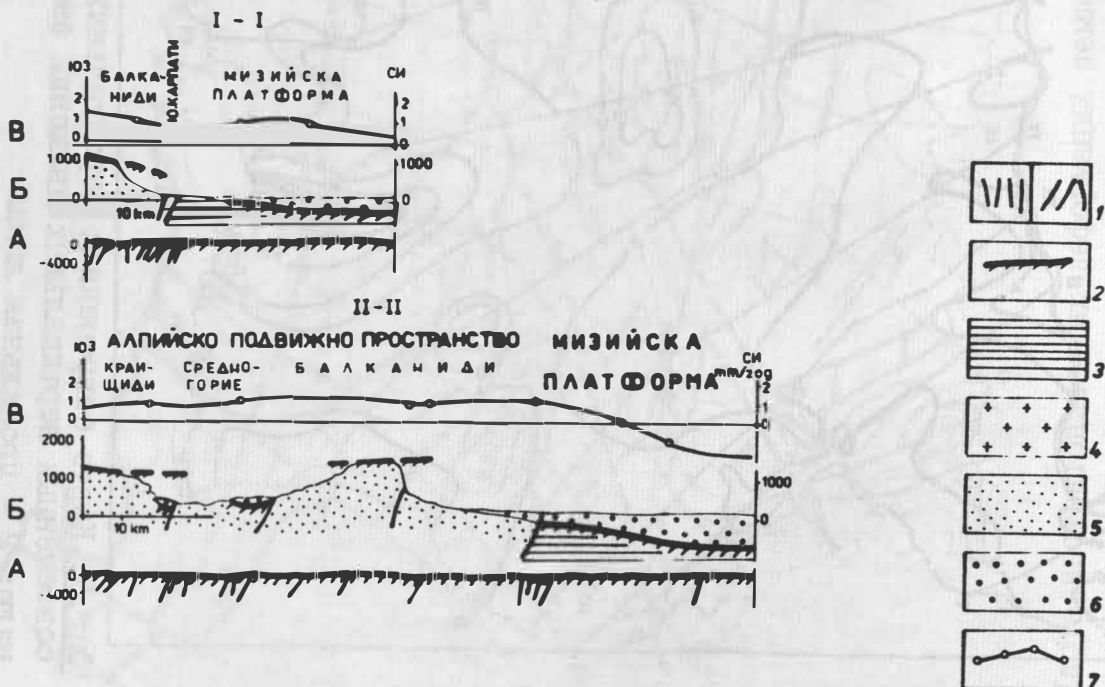
**Фиг. 4.** Карта неотектонических деформаций земной коры в Болгарии. I - изолинии суммарных деформаций ортоплена /инициальный доорогенный пенеппен/ на неотектоническом /плиоценчетвертичном/ этапе, отражающие формы самых новых структурных единиц; 2 - разломные структуры, активизированные на неотектоническом этапе; 3 - границы между морфоструктурными областями, 4 - неоген-четвертичные вулканы /деланиты, базальты/, I - наземные отливы, II - трещинные базальты, 5 - профильная линия

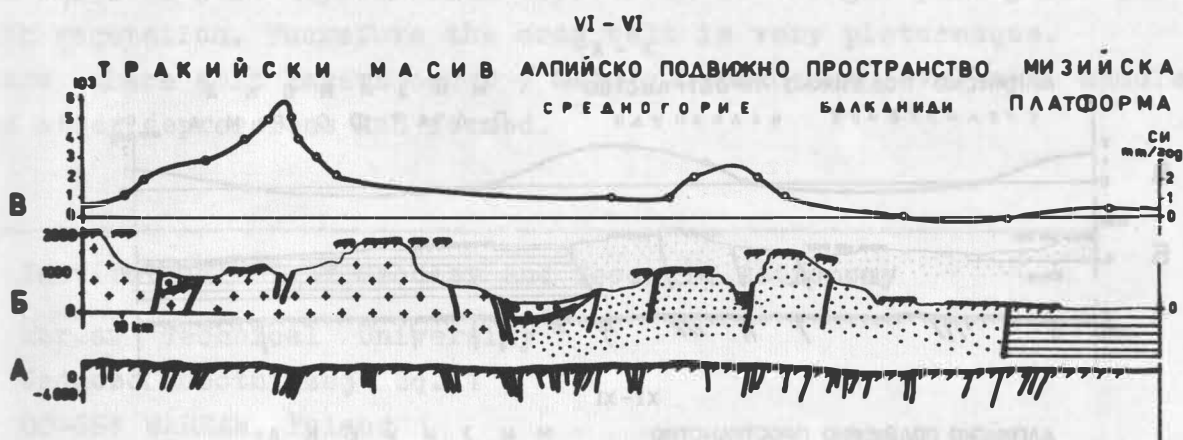


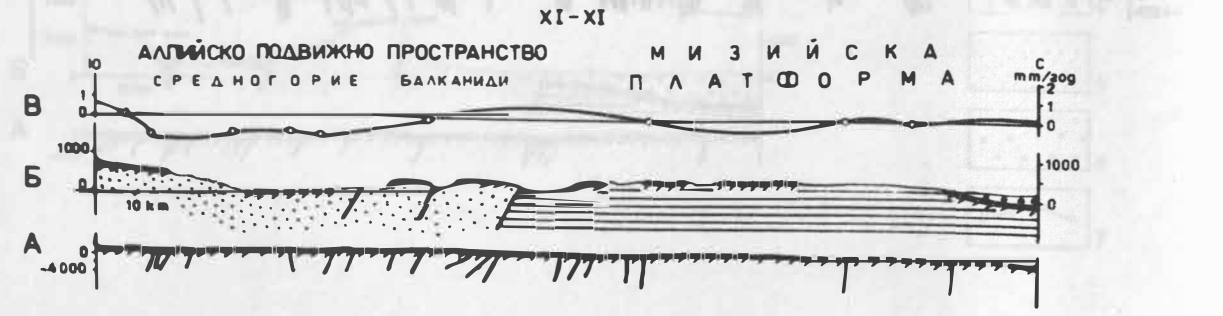
Фиг. 5. Карта современных вертикальных движений земной коры в Болгарии 1 - Изолинии скоростей современных вертикальных движений земной коры в мм/год, приведенных к абсолютному нулю; 2 - профильная линия

Фиг.6. Комплексные профили современных вертикальных движений земной коры в Болгарии

А - профили о положении ортоплена /инициальный доорогенный пенеппен/ в конце верхнего миоцена и расположе-  
ние разломных структур по всем структурным планам /см. фиг.2, 3/; Б - профили о расположении разломных структур, активизированных на неотектоническом этапе /см. фиг.4/ и о положении ортоплена в структурных областях /см. фиг.1, 3/; 1 - разломные структуры; 2 - ортоплен. Структурные области; 3 - Мизийская платформа; 4 - Фракийский срединный массив; 5 - Альпийское подвижное пространство; 6 - более значительная плиоцен-четвертичная аккумуляция; В - профили скоростей современных вертикальных движений земной коры в Болгарии в мм/год, приведенных к абсолютному нулю /см. фиг.5/; 7 - места изолиний скоростей, выраженных в мм/год.







## Investigations in the Czorsztyn - Geodynamical Test Field

by

Zbigniew Ząbek 1/

### 1. Tectonics of Pieniny Klippen Belt and project of test field for geodynamic investigations.

Pieniny Klippen Belt in Poland is a part of a narrow in-the shape-of- an arc zone that stretches from Vienna in the Eastern Alps up to Marmorosze in the Roumanian Carpathians/ Fig. 1/.

Pieniny Klippen Belt makes a narrow / several kilometers or a few hundred meters wide / zone of Mesozoic and Paleogenic rocks. This zone cuts across the Tertiary sediments. The length of crag belt is about 900 km. The belt of Pieniny crags, called as well an inner crag belt is a transitional zone between two basic structural units: the Inner Carpathians lying southwards from Pieniny Klippen Belt and the Outer Carpathians / Flysch like / lying northwards. In Poland the crag belt length is about 60 km and gets widest / 5 km/ in Mnts. Pieniny. The crag belt is characteristic because of its uncommon morphology: some of its stratigraphic links / mainly Jurassic/ are built of hard layers which form hills and ridges partly covered with vegetation. Therefore the crag belt is very picturesque. There where soft layers occur / mainly Cretaceous / valleys, saddles and other depressions had formed.

---

1/

Institute of High Geodesy and Geodetic Astronomy

Warsaw Technical University

Jedności Robotniczej Sq. 1

00-661 WARSAW, Poland

Pieniny Klippen Belt tectonics is connected with forming of Carpathians orogen. In the light of new tectonics of the Earth's Globe / plate tectonics / Carpathians are the orogen of collisional type. This type of orogen is characterized by extensive compression and connected with its tectonical transportation. During the movements of tectonic plates in the Tertiary, occurred the subduction of the European continental crust beneath the Pannonian plate / 2 /. The zone of crust subduction in Carpathians was going along Pieniny Klippen Belt. The sediment formation formed earlier in this zone was hard pressed into narrow belt of folds and scales. This situation is well illustrated by schematical / partly hypothetical / section through the Carpathians / Fig.2 / presented by P. Karnkowski / 3 /.

Geological structure of Pieniny Klippen Belt may explain the increased tectonical activity in this zone. The project of a dam on the Dunajec river near Czorsztyn and of a big storage reservoir caused several contrversies. Now, when both are under construction, geodynamical investigations near Czorsztyn acquired importance not only from purely scientific point of view but from the economical point of view as well.

In spite of the pressing need, geodetic methods of investigations have not been applied since 1972. In 1978 the Institute of Higher Geodesy and Geodetic Astronomy started investigations within the framework of the problem " Geodynamics of Polish Area " coordinated by the Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences. These investigations aim of the delimitation of vertical and horizontal crustal movements as well as the variations of gravity field in the Czorsztyn region.

The project of the test field has been consulted with prof. W. Kowalski and dr J. Liszkowski from the Institute of Hydrologic and Geologic Engineering of the Warsaw University.

Taking into account the geological structure of the investigated area and the boundaries of the planned water reservoir it was decided to carry the investigations in some places along the limestone belt stretching from the Czorsztyn castle to village Falsztyn / Mt. Zielone Skałki / and along the pararell belt near the Niedzica castle / Fig. 4 /



Both belts constitute a part of the Czorsztyn unit of Pieniny Klippen Belt / Fig. 3 by K. Birkenmajer / /1/. Mt. Wdżar is also included into the test field. Its volcanic origin makes it an interesting structural unit.

Reference points are situated outside the crag belt zone on the Magura nappe and Podhale Flysch. These areas are not tectonically active and lay on two different deep plates of the Earth's crust.

In June and July of 1978 and 1979 levelling, triangulation and gravimetric measurements were carried out on the field. These should give a possibility to observe the influence of the water filling the reservoir on the investigated geodynamical processes.

## 2. Investigation of vertical movements by the methods of precise levelling.

The precise levelling net was designed as shows Figure 4. This net consists of two crossed levelling lines. The meridian line passes through three main structural units: the Magura nappe, the crag belt and Podhale Flysch, crossing perpendicularly the contact zones of these structures. The direction of meridian levelling line is perpendicular to the Dunajec valley and to the future water reservoir.

The parallel levelling line passes along the crag belt and crosses the dislocation line that forms a boundary of this structure from the west side. This levelling line goes along the future water reservoir.

The groups of rocky bench marks are situated on Mt. Wdżar, the Czorsztyn castle mountain, the Niedzica castle mountain and Mt. Zielone Skałki. At the ends of the meridian levelling line there are groups of reference bench marks situated on the Magura nappe rocks and Podhale Flysch rocks. The parallel levelling line ends with groups of ground bench marks situated in the Jarmuck layers zone.

Systematical levelling errors are particularly destructive while investigating the crustal movements by precise levelling. This type of errors may be highly misleading as far as the investigated phenomenon interpretation is concerned.

The applied methods and observation programmes ought to conform with the above mentioned indications.

The measurements were carried out with the use of two precise Zeiss automatic levels type Ni 002. Before use, both levels are carefully tested in order to determine whether they qualify in high accuracy measurements. This qualification test has been worked out by our Institute.

Levelling on the Czorsztyn test field is made simultaneously with two levelling sets. The second levelling team follows the first one. In this way it is possible to currently check the levelling net scale, also the stability of the mean meter of levelling net is controled. In the case of measurement with one levelling set it is impossible to detect irregular changes of rod length. Application of two levelling sets diminishes systematical instrumental errors and the scale error in particular.

In levelling of the highest accuracy the factor of time is of particular importance because the promptness of carrying out the observations decreases the influence of some systematical errors on the results of the measurements. Taking the above into account, the programme of levelling measurement for one station of the level is established as follows:  $t_1, t_2, p_2, p_1$ , where

$t_1, t_2$  - backsights

$p_1, p_2$  - foresights.

This programme as shows several years of investigation in the Institute of Higher Geodesy and Geodetic Astronomy / 4 / is an optimal programme for levelling by means of precise automatic levels. This programme guarantees high rapidity of observation and high accuracy of levelling. The observations carried out according to this programme are 20% faster than the observation made by applying classical programme /  $t_1, p_1, p_2, t_2$  /.

Considerable errors are caused by the changes of rod invar tape length due to temperature changes. During the measurement the levelling rods can get heated and the difference between the tape and the air may achieve  $10^{\circ}\text{C}$ . In order to eliminate the thermal influence, the invar tape temperature is directly measured by means of a temperature-sensitive resistor designed by the Institute of Higher Geodesy and Geodetic Astronomy.

In the mountain areas the scale error of levelling rod is the most important source of systematical errors. The invar tape of rod shows considerable length changes which are due to humidity and irregular changes of length occur particularly during transportation of rods. It is indispensable to carry out field rod comparation to obtain a high accuracy of levelling in the mountains. For this purpose, in the Institute of Higher Geodesy and Geodetic Astronomy, the portable vertical comparator for precise levelling rods was constructed.

A laser interferometer of the French Soro Company has been used as a part of this comparator. This newly constructed comparator is applied in comparison of the rods before and after measurements on the Czorsztyn test field. The accuracy of comparatin with the use of this method is  $\pm 4$  m/m.

Precise levelling were carried out in 1978 and 1979. The observations were made by dr S. Margański, dr M. Barlik, T. Knap MSc., E. Tomiczak MSc..

Mean error of measurements carried out by two levels for 1 km is as follows:

$$1978 : m = \pm 0,26 \text{ mm/ km}$$

$$1979 : m = \pm 0,30 \text{ mm/ km}$$

The analysis of the relative altitude changes of the bench mark groups situated on geological structures has been made. Table 1 presents the changes of relative altitudes in reference to the bench mark groups.

TABLE 1

Investigated structure	Bench mark group		$\Delta H_{79} - \Delta H_{78}$	Mean error
	symbol	number		
Mt Wdżar	PW 1-3	3		
Czorsztyn castle mountain	PW 4-8	5	+ 0,40 mm	$\pm 0,75$ mm
Niedzica castle mountain	PW 9-N2	3	- 0,42	$\pm 0,71$
Podhale Flysch	PW 13-18	6	+ 0,90	$\pm 0,90$
Niedzica castle mountain	PW 9-N2	3		
Mt Zielone Skałki	PW 23-25	3	+ 0,16	$\pm 0,90$

The levelling net on Mt Wdżar, the Niedzica castle mountain and Mt Zielone Skałki contains the bench marks from the levelling net measured by the Geodetic and Cartographic State Enterprise in 1968. Table 2 presents the comparison of the former and currently obtained results.

TABLE 2

Investigated structure	Bench mark group		$\Delta H_{79} - \Delta H_{68}$	Mean error
	symbol	number		
Mt Wdżar	G	1		
Niedzica castle mountain	N5, N2	2	+ 1,85 mm	± 2,8 mm
Mt Zielone Skałki	Z1, Z3	2	- 0,60	± 1,9

The greater values of mean errors in Table 2 are the result of the lower accuracy of measurements in 1968. 10 years\*period of time makes results of this analysis important. It allows for a conclusion that the relative vertical movements between the investigated points are less than 0,5 mm per year. This conclusion corresponds with the results of analysis presented in Table 1, except for one relation: the Niedzica castle mountain - Podhale Flysch, where the result is 0,9 mm. But the error of this value is also 0,9 mm. As the changes do not exceed the measurement error further interpretation will be possible after carrying out more repeated measurements.

### 3. Investigation of horizontal movements.

For the investigation of horizontal displacements 4 points were selected:

- top in the Zielone Skałki belt
- point on the craggy mountain near the Czorsztyn castle
- geodetic post on the terrace of Niedzica castle tower
- top of Mt Wdżar

These points are shown by Figure 5. Selected points are marked by concrete posts on solid rocks. The posts have built in brass sleeves which make an automatic centering by means of a special knob attached to the instrumental plate possible.

Four points are chosen as reference points in distances which provide favourable conditions for a laser measurement of distance. These points are as follows:

- on the church tower in Frydman village; brass sleeve mounted
- a triangulation mark on Mt Trzy Korony; a concrete post with a cut in cross on a brass plate
- on Mt Lubań and Mt Jędras tops are brass marks with cut in crosses attached to the rocks.

The points Lubań and Frydman lying in the Magura nappe area, the point Jędras in Podhale Flysch and the point Trzy Korony is situated in Pieniny Klippen Belt and it plays a role of a comparison point. Possible connections between chosen points form a triangulation net as by Figure 5.

AGA Geodimetr Model 8 has been used for measurement on established net. Before and after measurements the stability of laser beam modulation is checked and constant of instrument is delimited. The accuracy of geodimeter measurement is limited by the influence of atmospherical conditions. Refraction errors are due to unknown environmental conditions along the laser beam. The investigations carried out in the Institute of Higher Geodesy and Geodetic Astronomy show that the refraction errors in high degree have a periodical diurnal character /6/. The refraction exerts the least influence after sunrise and before sunset. On this base, the observation programme is established as to diminish the influence of refraction. The observations are carried out at the same season of a year in June-July from 6 a.m. till 9 a.m. and from 6 p.m. till 9 p.m.

All sight lines are measured in 5 observation series in the forenoon and 5 series in the afternoon.

Much attention has been paid to the measurement of meteorological conditions. Air temperature is measured by means of Assmann's psychrometer with accuracy  $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$  at both ends of the line to be measured. Besides, the thermal gradient is measured in a place which best determines the atmospherical conditions for sight line /by electronic gradientometer constructed by the Institute of Higher Geodesy and Geodetic Astronomy /. Air pressure is measured at both ends of the sight line by means of aneroids and humidity is measured with Assmann's psychrometer.

Four investigated points /Mt Wdżar, Mt Zielone Skałki, the Niedzica castle, the Czorsztyn castle/ are the geodimeter stations. All six sight lines between these points are reciprocal sight lines and are measured in 20 observation series. The others 8 sight lines are measured in 10 observation series.

The vertical angles are also measured as to reduce the measured distances onto horizontal plane. Linear observations in the net give only one extra observation and as to check the results horizontal angles are also measured / 6 series, all angles around horizon /.

In 1978 and 1979 the observations were carried out by J. Wojciechowski MSc. Table 3 presents the results of measurements.

TABLE 3

Line	Distance		Difference $D_{79} - D_{78}$ mm	Mean error mm
	1978	1979		
Niedzica - Zielone Skałki	3 563,451	,450	- 1	$\pm 1,3$
Wdżar- Zielone Skałki	4 516,882	,883	+ 1	$\pm 2,3$
Zielone Skałki - Lubań	8 071,540	,535	- 5	$\pm 3,0$
Niedzica - Jędras	2 342, 767	,766	- 1	$\pm 1,7$
Wdżar - Lubań	3 813,847	,845	- 2	$\pm 2,1$
Wdżar - Frydman	6 429,551	,545	- 6	$\pm 2,4$
Wdżar - Jędras	5 983,860	,871	+11	$\pm 2,6$
Zielone Skałki -Frydman	3 544,349	,350	+ 1	$\pm 1,7$
Zielone Skałki - Trzy Korony	10 478,117	,117	0	$\pm 2,9$
Wdżar - Trzy Korony	8 293,990	,999	+ 9	$\pm 3,3$
Zielone Skałki -Czorsztyn	3 062,408	,404	- 4	$\pm 1,4$
Niedzica - Wdżar	3 727,556	,553	- 3	$\pm 1,7$
Wdżar -Czorsztyn	2 350,137	,137	0	$\pm 1,8$
Niedzica -Czorsztyn	1 500,375	,376	+ 1	$\pm 1,1$

The obtained results may mean that the movement of point Wdżar in north-west direction is possible. Generally, 8 differences are less than its mean errors and only in one case the difference exceeds a little maximal error / three times MSE /

Full interpretation of horizontal movements will be possible after carrying out measurements in next years.

#### 4. Gravimetric investigations.

For investigation of gravity field variations 4 points are established. These points are selected near the groups of levelling bench marks and the triangulation points /Mt Wdżar, Mt Zielone Skałki, near the Czorsztyn castle and the Niedzica castle/.

Reference points are chosen with taking into account geological

condition as well as two another factors. On the one hand, the displacements of masses in the Earth's crust in tectonic active area should not influence to the gravity in reference points. On the other hand, taking into account the accuracy of gravimetric measurements the reference points should be established as closed from investigated points as possible. So the reference points are in distances nearly equal to the deepness of crust. The accuracy of gravity measurements depends on the quality of approach roads. These accuracy depends also on the value of gravity difference between two points. With regard to above the suitable heights of points are chosen.

The constant scale of gravimetric measurements is very important in the investigations of gravity field variations. The tilt method of gravimeter calibration is the most suitable method for these purposes. The applied device for gravimeter calibration allows to delimit the gravimeter constants in uniform /constant/ scale. The vertical circle of this device with its graduation errors is a particular but constant base for gravimeter calibration by tilt method. Besides, the field calibration with the use of this method is possible. The gravimeter constant is delimited for the position of reset screw proper for measured area.

The calibration device on the base of Wild theodolite type T4 no. 16969 was designed some years ago in the Institute of Higher Geodesy and Geodetic Astronomy /7/.

During the many years' cycle investigations the same device should be used.

In 1978 and 1979 there were used three quartz gravimeters: Worden-Prospector no. 1008 /from the Institute of Hydrologic and Geologic Engineering of the Warsaw University/ and Sharpe-Scintrex nos. 156, 157.

The measurements were carried out by dr. M. Barlik /1978/ and M. Pruszyńska, M.Sc. /1979/.

The relative errors of delimitation the gravimeter constant  $k$  by the use of tilt method were as follows:

$$\text{Worden gravimeter } \frac{m_k}{k} \approx 1 \cdot 10^{-4}$$

$$\text{Sharpe gravimeter } \frac{m_k}{k} \approx 3 \cdot 10^{-4}$$

The changes of gravity differences from 1978 and 1979 are presented in Table 4.

TABLE 4

Line	$\Delta g_{79} - \Delta g_{78}$ $\mu g l$	Mean error $\mu g l$
Ostra - Wdżar	- 21	$\pm 42$
Wdżar - Czorsztyn	+ 21	$\pm 21$
Czorsztyn - Kacwin	+ 53	$\pm 33$
Jaworki - Wdżar	- 39	$\pm 20$
Wdżar - Nowy Targ	+ 77	$\pm 23$
Nowy Targ - Biały Dunajec	-101	$\pm 20$
Wdżar - Niedzica	+ 38	$\pm 34$
Niedzica - Zielone Skałki	- 42	$\pm 28$

The changes of gravity differences for two lines Wdżar-Nowy Targ-Biały Dunajec are the same order as maximal error i.e. three times mean error. It may be considered as a result of gravity increment on the Nowy Targ point. The other differences are approximately the same as its mean errors.

Full analysis of these changes is not possible now. The investigations will be continued and interpretation of results will be possible after more repeated measurements.

Summary: In the Area of Pieniny Klippen Belt near Czorsztyn there is built the dam and the large water reservoir. From the geology of this area we can suppose that it is today tectonically active. In order to investigate the movements of the Earth's crust and the changes of the gravity as well as to observe the influence of the filling of water reservoir on the geodynamical processes there were built in 1978 the special levelling, triangulation and gravimetric nets. There was worked out the methodology of investigations and there were realised the measurements in the years 1978 and 1979. In the future such measurements will be repeated every year.



## References

1. Birkenmajer, K. "Przewodnik geologiczny po Pienińskim Pasie Skałkowym"/Pieniny Klippen Belt Geological Guide/. Wyd. Geol., Warszawa 1958.
2. Ney, R. "The Carpathians and Plate Tectonics". Przegl. Geol. No. 6, 1976.
3. Karnkowski, P. "Wgłębne podłoże Karpat". /Deep-seated Bed of the Carpathians"/. Przegl. Geol. No. 6, 1977.
4. Cieślak, J., Margański, S. "Technologia pomiaru niwelacji precyzyjnej". /The Methods of precise Levelling/. Symp. on Recent Problems of Fundamental Geodetic Networks. Committee of Geodesy of the Polish Academy of Sciences, Warszawa 1977.
5. Ząbek, Z. "Portable Laser Comparator of Precise Levelling Rods and its Application". Paper to be presented at the XVII General Assembly of the Association of Geodesy of IUGG, December 1979, Warszawa 1979.
6. Ząbek, Z., Stańczyk, Z., Wojciechowski, J. "Problem refrakcji w laserowych pomiarach długości w sieciach triangulacyjnych". /The Problem of Refraction in Laser Distance Measurements in Triangulation Nets/. Symp. on Recent Problems of Fundamental Geodetic Networks. Committee of Geodesy of the Polish Academy of Sciences, Warszawa 1977.
7. Barlik, M., Czarnecki, K. "Cechowanie grawimetrów typu GAK-7T i Sharpe CG metodą nachylania w Laboratorium Grawimetrycznym Politechniki Warszawskiej". /The Calibration of Gravimeters Type GAK-7T and Sharpe CG by Tilt-Method in the Gravimetric Laboratory of Warsaw Technical University/. Geodezja i Kartografia. No. 3, vol. XX, 1970.

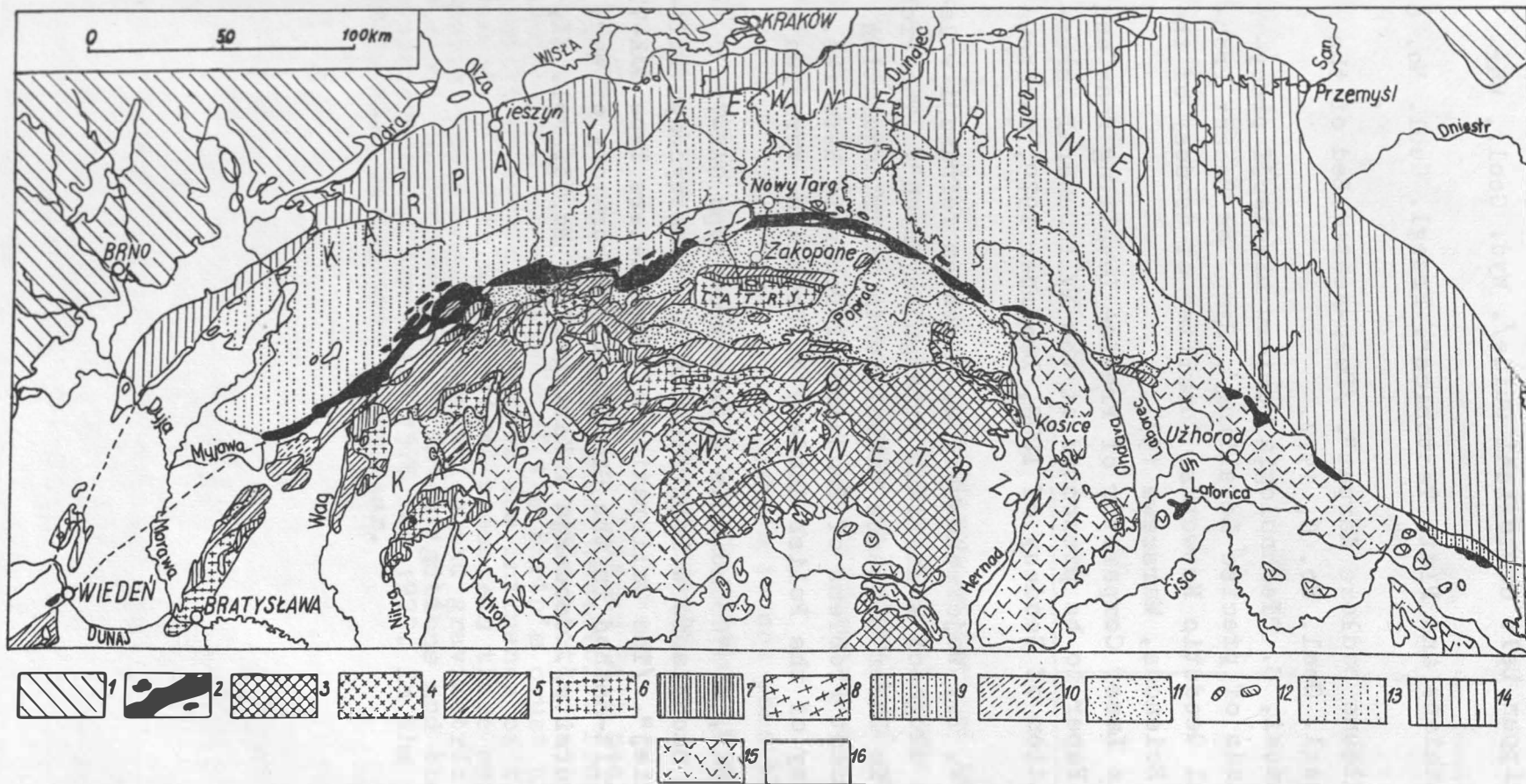


Fig. 1. Tectonic map of the Carpathians /after D.Andrusov and K.Birkenmajer/

1-- crystalline and sediments formations of foreland, 2 - Pieniny Klippen Belt /Mesozoic rocks/, 3 - crystalline and sediment rocks-Gemic Zone, 4 - crystalline area of the Vepor nappes, 5 - sediment rocks of sub-tatric nappes, 6 - crystalline area of high-tatric nappes, 7 - sediment rocks of high-tatric nappes, 8 - crystalline area of the Marmarosa zone, 9 - sediment rocks of the Marmarosa zone, 10 - senon of the Brezova plateau, 11 - the Inner Carpathians Paleogene /Podhale Flysch/, 12 - crags of the older bed of the Outer Carpathians, 13 - Magura nappe zone and Paleogene of cragy belt, 14 - nappe zone of outer group, 15 - Neogene volcanic rocks, 16 - marine and continental sediments of Neogene.



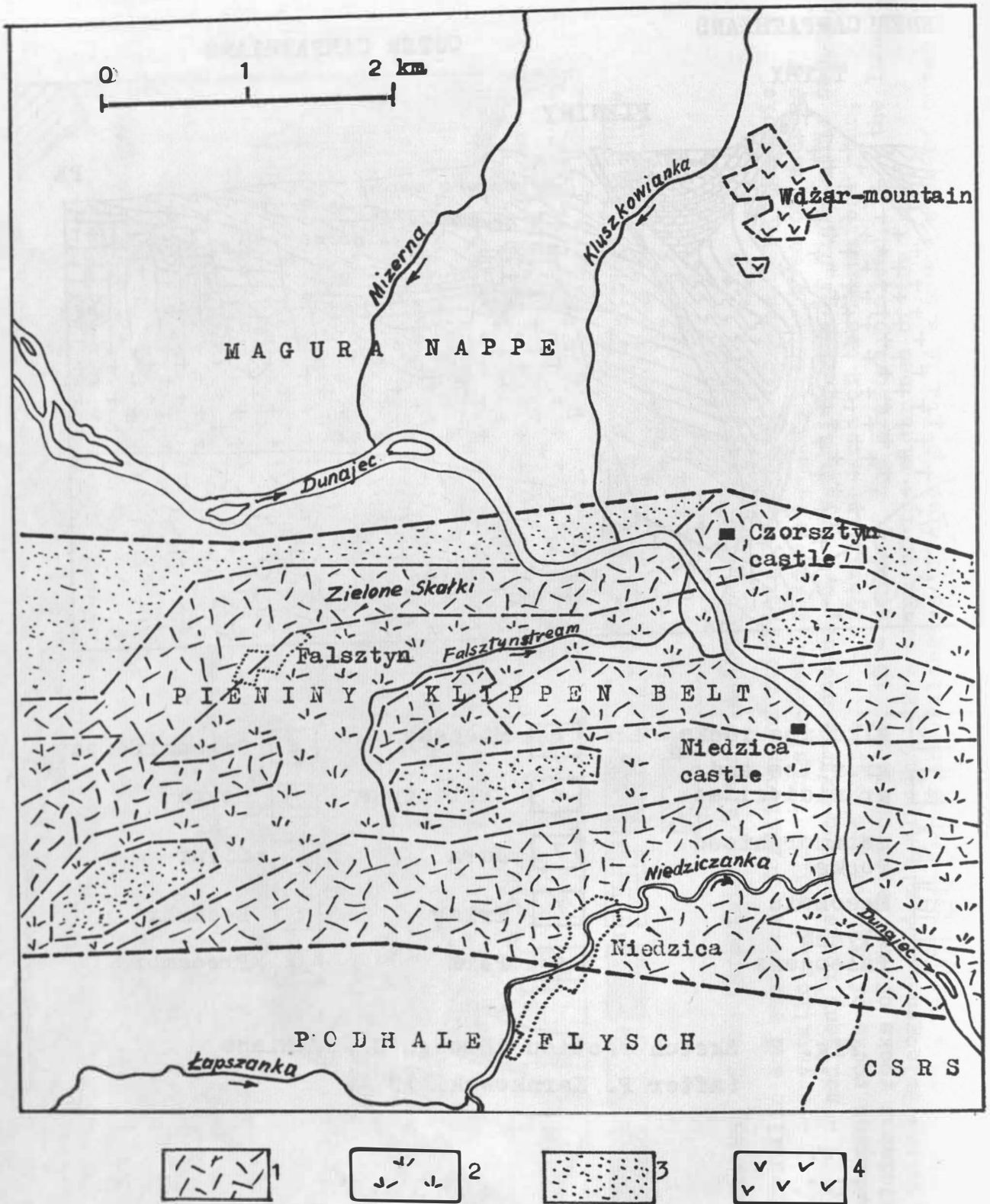
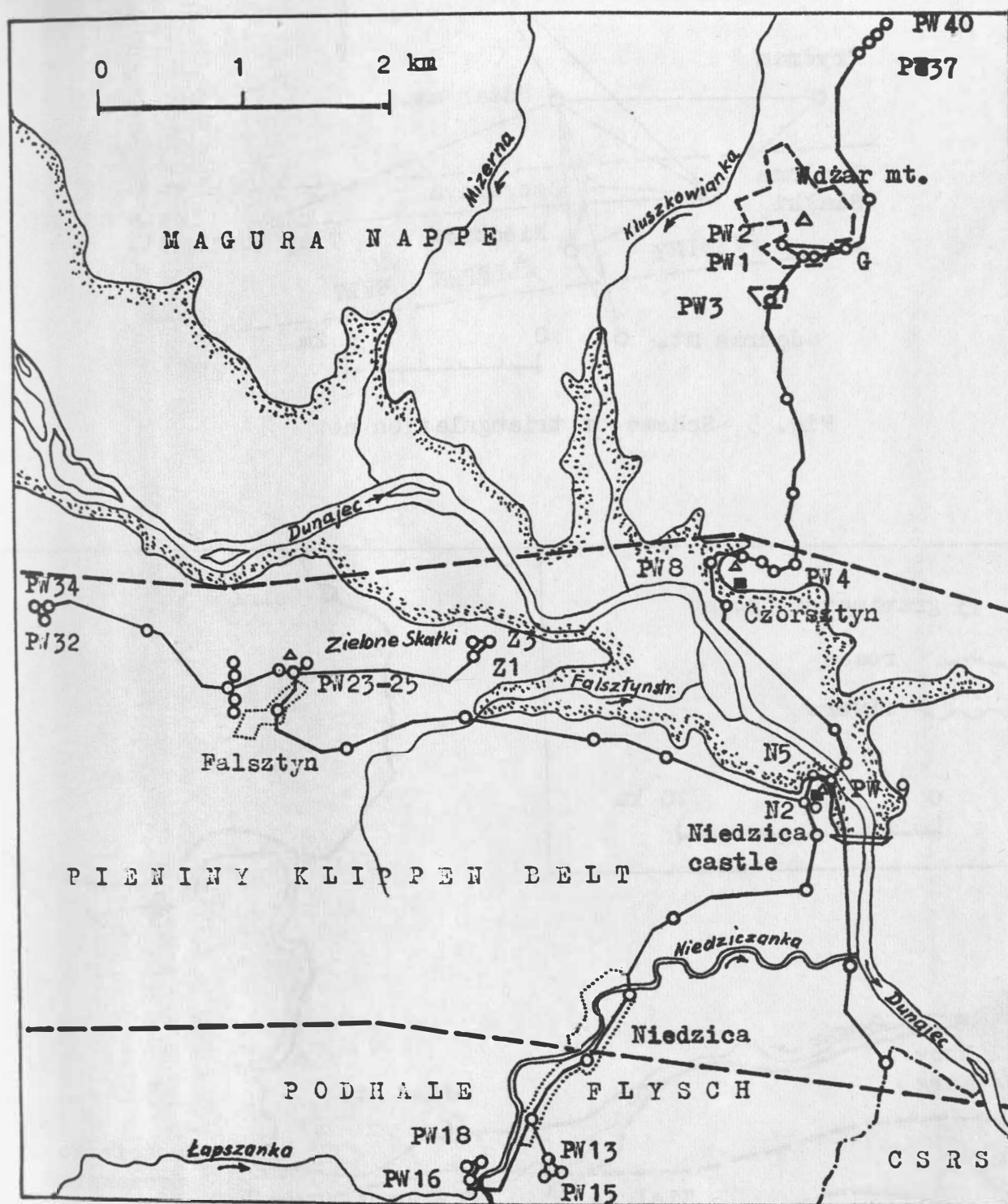


Fig. 3 Tectonic map of the Pieniny Klippen Belt in area of the Czorsztyn geodynamical test field /after K. Birkenmajer/

1 - Czorsztyn unit, 2 - Branisko unit,

3 - Jarmuck layers, 4 - andesites







-  bench mark and levelling lines
-  triangulation points
-  planned water reservoir
-  contacts of tectonic units

Fig. 4 Levelling net

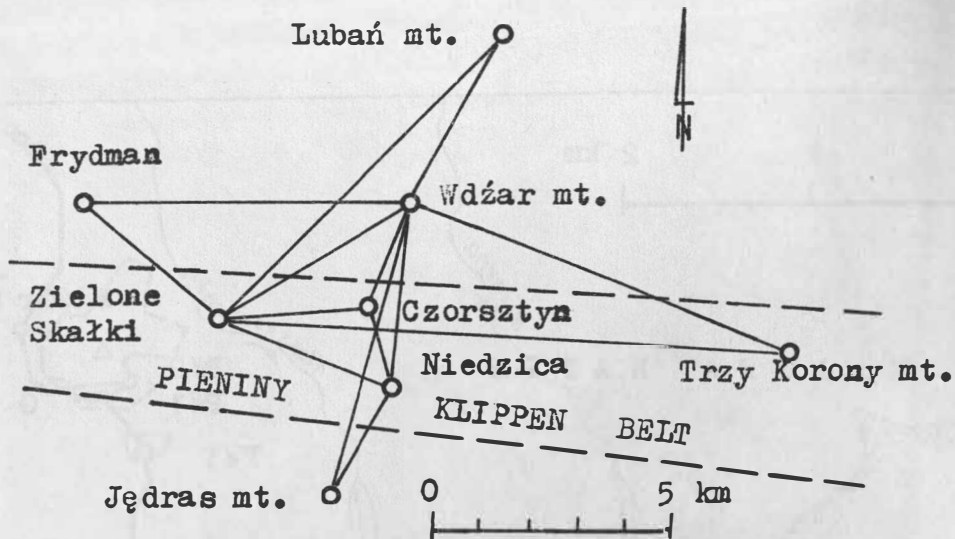


Fig. 5 Scheme of triangulation net

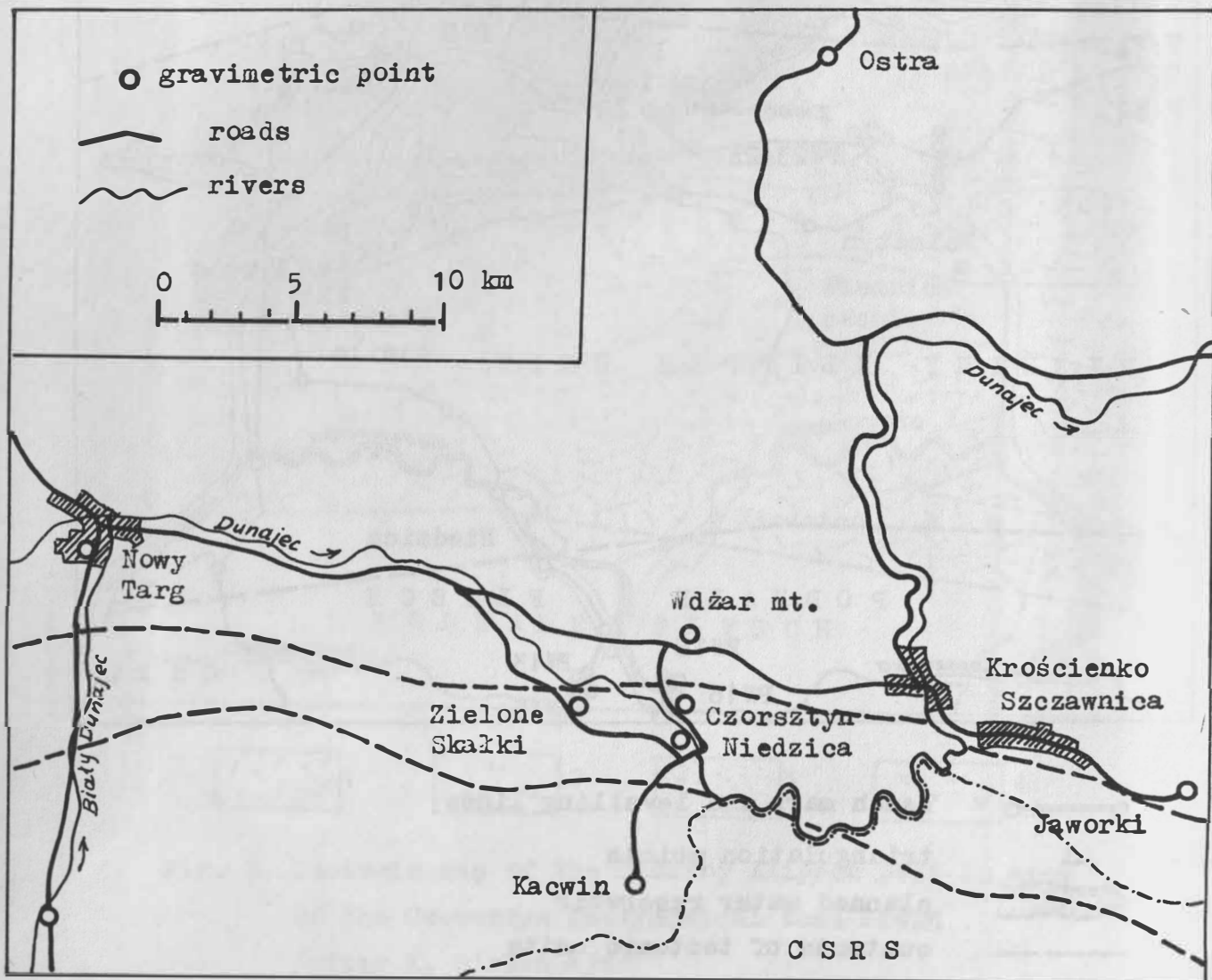


Fig. 6 Scheme of gravimetric net

