

MAREES TERRESTRES

BULLETIN D'INFORMATIONS

112

15 MARS 1992

Association Internationale de Geodesie

Commission Permanente des Marees Terrestres

Editeur Prof. Paul MELCHIOR

Observatoire royal de Belgique

Avenue Circulaire 3

1180 Bruxelles

BIM 112

15 mars 1992

	P.
O. FRANCIS Interactions between Earth and Ocean Tides.	8131
I. OZAWA Observations of the Earth Tide at Suhara Observatory on the Coast.	8145
P. MELCHIOR Strain-Tilt Coupling in seven underground clinometric stations in Belgium and G.D. Luxembourg.	8150
L. SKALSKY and J. TRESL Tilt Observations in North Bohemia : The Anomalous Tidal Response.	8159
B.P. PERTSEV (traduction) Marées océaniques et rotation de la Terre.	8169
V.Y. STARKOV, L.A. LATININA, R.M. KARMALIEVA, S.D. RISSAIEVA, E.Ya. STARKOVA, B. MARDONOV (traduction) Paramètres des déformations de marées à Djerino d'après les résultats de 19 années d'observations.	8177
A.E. OSTROVSKII, V.Y. STARKOV, E.Ya. STARKOVA (traduction) Anomalies dans les amplitudes et les phases des inclinaisons de marées d'après les observations à la station de Djerino.	8187
A. VENEDIKOV, L.A. LATININA, R.M. KARMALIEVA (traduction) Sur les déformations de marées à l'époque du tremblement de Terre de Sary-Kamysh - le 5.6.1970.	8207
D. SIMON (traduction) Etude du lien entre les paramètres des déformations de marées et des inclinaisons et les structures locales et régionales de la lithosphère.	8211
K.Z. KARTVELICHVILI (traduction) Etude des marées terrestres en tant que mécanisme de détente des tremblements de Terre.	8216
L.A. LATININA, A.V. TIKHOMIROV (traduction) Sur les variations des déformations de marées en relation avec le tremblement de Terre de Jalanach-Toupskii de mars 1978.	8220
P.S. MATVEYEV (traduction) Estimation des inclinaisons anormales d'origine tectonique dans les ondes de marées terrestres M_2 et O_1 sur le territoire de l'Ukraine Centrale et Sud-Est.	8228

INTERACTIONS BETWEEN EARTH AND OCEAN TIDES*

O. Francis¹

Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale, Centre National d'Etudes Spatiales,
Toulouse, France.

Abstract. By interactions between earth and ocean tides, one understands the disturbing effects on the earth tides generated by the ocean tides, also called indirect effects or loading effects. Precise computations of the loading effects are needed in various research fields. The modelling of these effects and particularly what must be done in order to improve the accuracy of their evaluation is treated. Then, a status on what is presently going on with the oceanic tidal modelling will be given. Finally, the results of a few experiments of gravity loading data inversion will be presented and discussed.

Introduction.

The regular movements of the oceanic waters associated with the tides cause load tides. These are generated by the deformation of the earth's crust under the pressure of the oceanic tidal load but also by the redistribution of the water masses. One can define three groups of loading effects : the displacements (vertical and horizontal), the accelerations (horizontal and vertical) and the strain tensor elements. Because of the magnitude of the loading effects (several centimeters for the radial displacement) and the considerable increase of the accuracy of the various observational systems used in geophysical research, the loading effects appear like disturbing effects that must be taken out before performing further studies. This is the case for the three following examples :

- Schuh and Moehlmann (1989) showed that correcting the VLBI (Very Long Baseline Interferometry) observables for the ocean loading effect decrease significantly the a posteriori delay and delay rate errors of the least square fits of those VLBI experiments with stations near ocean coasts and on islands. In extreme cases, stations coordinates and baseline length may change by few centimetres after applying the ocean loading correction.
- The precise computation of the geodetic satellite orbit requires a model of the earth's gravity potential and particularly of the potential due to the body tides, the oceanic tides and the loading tides. These loading tides must be taken into account to reach an orbit error lesser than 15 cm on the radial component of the satellite position as anticipated for the future altimetric satellite Topex-Poseidon (Stewart et al., 1986).
- It is well-known that the line spectrum of a gravity tide record contains two main components : (1) the earth's body tide signal due to direct astronomical forces and (2) a smaller signal arising from the loading of the ocean tides. The difference between these two

* presented at the XX General Assembly of the IUGG; section V, GM 5.4, Vienna, August 1991.

¹ Permanent Affiliation : Royal Observatory of Belgium, 3 Av. Circulaire, B1180 Brussels, Belgium.

modelled components and the observations provides us with residues which contain useful informations upon ocean tide model errors and body tide anomalies. Moreover, one must add problematical instrumental errors due to variation of the instrumental sensitivity or to systematic experimental errors like calibration (Baker et al., 1989 & 1991). The classical gravimeters (Lacoste-Romberg) have a precision of the order of the accuracy of the computation of the loading effects which is estimated at about 10% of the amplitude of the gravity loading tide, i.e 0.1 to 1.5 microgals. This accuracy is certainly lesser than the precision of the superconducting gravimeters whose precision is better than 10 nanogals (3σ) in the frequency domain - i.e probably a factor 10 greater than the current limit of accuracy for modelling the direct astronomical tide. When a sufficiently accurate gravity loading correction will be available, the study and interpretation of the tidal residues will be more precisely and more deeply conducted : in particular, about the possible correlation between earth tides residues and heat flow (Yanshin et al., 1986; Robinson, 1991; Rydelek et al., 1991; Melchior and Ducarme, 1991a).

These examples reflect the disturbing effects of the ocean tides on the earth tides. Reciprocally, the earth tides and ocean tide loading cause radial displacements of the sea floor and potential perturbations which cannot be neglected in hydrodynamic ocean tide models (Hendershott, 1972).

In 1972, Farrell published a remarkable and authoritative work on the computation of the loading effects which is the basis for all the new developments which bring either little amendment or simply up-dated earth's model. Baker (1985) made a comprehensive review of the different methods of tidal loading computations.

The Farrell's procedure consists in evaluating a convolution integral over the loaded region (the oceans) with a kernel (so-called Green's functions) which is the response of the media (the earth) to a mass-point load. It is a computationally heavy procedure as the convolution integral is performed over all the ocean surface. Indeed, a loading effect \vec{L} at the geographical location (φ, λ) is given by :

$$\vec{L}(\varphi, \lambda) = \rho_w \int_{\text{oceans}} \int G(\varphi, \lambda; \varphi', \lambda') \vec{h}(\varphi', \lambda') dS'$$

where ρ_w is the mean density of the sea water, G the appropriate Green's function (say for the displacement, acceleration or strain observable \vec{L}), \vec{h} ocean tide vector and dS' the surface area.

Accuracy Assessment.

The accuracy of the evaluation of the loading effects depends on these three ingredients : the Green's functions (i.e. the earth model used to compute them), the oceanic tidal model and the discretization of the integral. The latter element being largely dependent on the spatial resolution of the cotidal maps, it will be considered as a part of the errors of the ocean tide model.

GREEN'S FUNCTIONS

The Green's functions which are the different components of the response of the earth to a point mass load are related to the properties of the earth through the load Love numbers. These numbers are obtained by solving the equation of motion, the stress-strain relation and the Poisson's equation for a spherical radially stratified gravitating earth model with a unit mass pressing on the earth's free surface. These equations taking into account the rheological properties of the earth, the load Love numbers thus depend upon the seismological models used to evaluate them. At small distance, the loading Green's functions are sensitive to regional structures of the crust and mantle at the depth corresponding to the distance between the load and the observation point. For distance greater than 500 km, the loading effects look as if the earth has a laterally homogeneous structure as described by a global reference earth model. Then a more realistic description of the earth response to a load should be expected from a local refinement of the earth model near the observation point.

The Green's functions can be classified into two different groups : those which have been computed under the assumption that the earth responds elastically under the tidal frequencies and those which take into account the viscoelasticity behavior of the earth's mantle. The main discrepancies between elastic and viscoelastic Green's functions appear for small angular distance ($\leq 1^\circ$) between the load and the observation point and are due to the low viscosity of the asthenosphere.

Gravity loading computations with elastic and viscoelastic Green's functions using profile of the Gutenberg-Bullen model or of the PREM at coastal and continental stations generally disagree by only 1-2% in magnitude and less than 1° in phase (Francis and Dehant, 1988; Francis and Mazzega, 1990). These results agree with those previously obtained by Baker (1980) and Pagiatakis (1990) among others. Baker compared Green's functions computed for various radially stratified elastic earth models and found differences of 0.01 to 0.05 μgals on the loading effects in Britain for a signal of a few μgals . On the other hand, Pagiatakis computed Green's functions for a self-gravitating, compressible, layered, anisotropic, viscoelastic and rotating earth with an inner core and a fluid outer core. The rotation of the earth and anisotropy in the upper mantle affect load Love numbers by a few per cent and there is a weak latitude dependence of load Love numbers for $n \leq 4$. At diurnal

frequencies viscoelastic load Love numbers are 1-2 per cent larger than their corresponding elastic values. In general, the differences between the Gravity loading estimations with the Pagiatakis' and the Farrell's Green's functions are lower than 2% (Pagiatakis, 1988). More recently, Scherneck (1990) computed complex Green's functions for a shield structure with thick crust and a cold upper mantle. Moreover, viscoelastic rheology in the mantle is incorporated by using absorption band model for transient creep. This was done in the framework of the interpretation of various tidal observations conducted in central Scandinavia. The difference with respect to Farrell's Green's functions are small in the case of the most components.

On the other hand, Mao (1990) makes use of a viscoelastic selfgravitating half-space model in order to include particular local rheological structure. Nevertheless, no estimations of the impacts on the computed loading effects are given but since the difference with the Farrell's Green's functions are small, no great overthrow should be expected.

All the works on Green's functions for elastic and viscoelastic earth model agree on one point : the variations on the loading computations in terms of the choice between the different Green's functions are of the order of few per cent i.e of the order of 0.01 μ gals for the gravity and 0.1mm for the displacement. These are at the same level of precision than the best nowadays instrumental performances.

THE OCEAN TIDES MODELS

Global ocean tides models

The Schwiderski (1980a-b) ocean tidal model with a resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ for the 11 principal constituents is still probably at the present day the most accurate global model, as it provides worldwide the closest results to gravity measurements (Melchior, 1981; Melchior & De Becker, 1983; Melchior & Ducarme, 1991b). Nevertheless, the supremacy of the Schwiderski should be dethroned by ocean tides models derived by altimetry in the near future. For instance, the Cartwright and Ray (1991) ocean tides model computed from geosat data is being tested and perhaps will replace the Schwiderski model in the Geophysical Data Record (GDR) prepared for the Topex-Poseidon mission. Woodworth (1985) tested the Schwiderski model with independent tide gauge data not used in the model and he found a combined tide accuracy of about 15 cm and that the model is less reliable where it is not constrained by data : at high latitude, in Bays or Gulfs or in shallow waters.

One must point out that additional constituents can be derived from the available modeled constituents. Assuming the smoothness of the response of the ocean to astronomical tidal forcing and defining the admittance as the ratio of the observed tide to the equilibrium tide, it is possible to obtain the admittance of unmodeled constituents by interpolation in the frequency domain. By this mean, Le Provost et al. (1991a) computed global oceanic maps

for $2N_2$, μ_2 , ν_2 , L_2 and T_2 tides. The RMS errors of the ocean tidal prediction by adding these 5 new constituents have been reduced from 6 cm to 3 or 4 cm at some test points. Some attempts to evaluate the impact of the errors of the M_2 ocean tide model on the loading effects calculation have been undertaken by Hsu and Mao (1984) and by Scherneck (1989). Hsu and Mao assumed a 5 cm error on the average tidal height of the Schwiderski's model and deduced errors on the gravity correction due to influence of the tidal height lesser than $0.12 \mu\text{gals}$. On the other hand, Scherneck estimated the propagation of errors in the ocean tide models through the computation of loading effects with the assumption that the tide model errors are to be spatially correlated. Preliminary results for the Bad Homburg site suggests a $\sigma(\text{loading tide error})$ of $0.1 \mu\text{gals}$ for $\sigma(\text{oceanic tide error})$ of 5 cm (at 95% of confidence interval). All these estimations should be taken as indicative because they are limited by our poor knowledge of the errors of the ocean tide models (only qualitative informations are available). It is as difficult to model the errors of an ocean tide model as to improve the model itself.

The mass conservation problem.

Except models with zero flow boundary conditions, it is well-known that most of global ocean tidal models do not conserve mass for various reasons : nonlinear effects, numerical methods, permeability of the coastlines and map discretization. This is even the case for the Schwiderski's model as displayed in figure 1 where the nonconserved quantity for each constituents are compared with the mean amplitudes. The problem is more crucial for the long period tides.

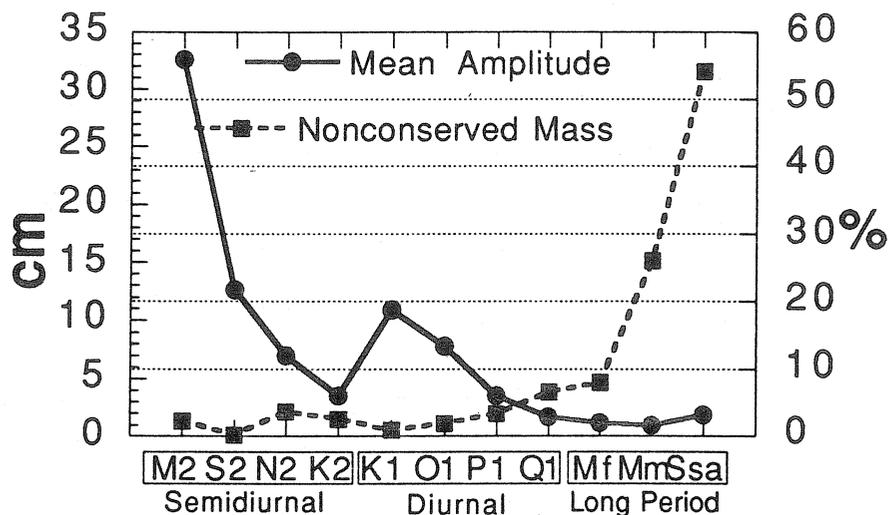


Figure 1 : Mean tidal amplitudes of the 11 constituents of the Schwiderski's ocean tide model (left scale) and ratio of the amplitude of the nonconserved tidal mass to the mean amplitude (right scale).

It was already shown by Farrell (1973) that when adding mass conservation to a model that lacks it, there is a better fit between computed and observed gravity loading tide. This is the

only justification for imposing an arbitrary mass conservation. In central Europe, Baker et al. (1991) showed the very significant improvement between the model calculations and observations in the case of M_2 when mass is conserved. It clearly demonstrates the importance of mass conservation in ocean tide models.

Two alternative methods have been tried by Melchior et al. (1980) : (a) a uniform correction which consists in the introduction of a sheet of water of constant thickness with a constant phase; (b) a correction proportionnal to the amplitude which is thus larger in the coastal area. Both procedures give the same results at the $0.1 \mu\text{gal}$ level. They have been compared with the results of Goad (1980) who developed a procedure based on integrated Green's functions which insures the mass conservation.

For the M_2 tide, the nonconserved tidal height has a magnitude equal to 2% of the mean amplitude. When correcting for the deficiency of tidal mass, the gravity tidal loading vector changes of about 10% (15% in central Europe, Baker et al. 1991) which is a non-negligeable quantity. This physically justified correction is obtained by a purely mathematical artifice. This former point is the main grievance against this kind of correction.

Local ocean tides models.

For coastal and island stations, the discretization of the Schwiderski model is not sufficient so that people have recommended to incorporate refined local models into a global model. It is to be mentioned that paradoxically most of the VLBI stations are located near the coast where the ocean loading effects are strongest and worst modelled .

The local ocean tide models can supply the global ones by two ways : either by replacing locally the global model or by completing the global model. Replacing locally a global ocean tide model by a regional model with a better spatial resolution and known to be more accurate do not give necessarily a better agreement between observed earth tide residues and computed loading effect (Jahr, 1989). This is due to the inconsistency that may appear at the connection between the two models. Moreover, what must be done to globally conserve the tidal mass when mixing two models remain a critical question. On the other hand, to add regional models of marginal seas which are not covered by the global one seems to be in every case very efficient. For example, in order to estimate the gravity loading tide due to the Mediterranean sea not modelled by Schwiderski (1980a-b), we used the tidal solution computed at the GRGS (Toulouse) with the finite element model of Le Provost and Vincent (1991b). The results for the M_2 tide are given in table 1 and they are significant with respect to the precision of the superconducting gravimeters which are installed at these stations.

Stations	Amplitude in microgals	Local Phase in degrees
Strasbourg	0.050	-57.8
Bruxelles	0.030	-49.2
Bad Homburg	0.036	-58.4

Table 1 : M_2 load gravity tide due to the Mediterranean sea.

In summary, as Scherneck (1990) wrote : "Ocean loading computations comparing the different Green's functions concluded that errors in regional and global ocean tide models are about one order of magnitude more important than loading Green's functions from reasonably different earth's models".

Present status of ocean modelling

This section will concern only global oceanic tidal models because local modelling is a too wide research field. Nevertheless, I wish to emphasize Scherneck's work (1991) on regional ocean tides modelling in relation with the loading computations. The modelling of global oceans tides may be theoretical, semi-empirical or empirical. The theoretical approach consists in solving the hydrodynamical equations of tides, say extended Laplace's Tidal Equation, including our knowledge of the potential of the tide-generating force and the geometry of the responding basins (ie., Hendershott, 1977; Zahel, 1980). In the semi-empirical approach, theoretical calculations are constrained by direct measurements (Parke & Hendershott, 1980; Schwiderski, 1980a-b), whereas empirical models are constructed solely on the basis of direct measurements. At the present time, the best models proceed from semi-empirical method. Nevertheless, such models suffer from a lack of tidal observations in the deep ocean. Thanks to satellite altimeter, this kind of information is now available.

Nowadays, there are essentially two directions to model ocean tides : a purely hydrodynamical modeling and an empirical approach. In addition, methods based on assimilation techniques are conducted in order to combine the hydrodynamical model and the empirical model in an optimal way to give rise to a new generation of ocean tides models taking into account every kind of information about the modelled phenomenon.

HYDRODYNAMICAL MODEL

There is at present day only one purely hydrodynamical global model of ocean tides under development with the aim of a centimetric accuracy on the main constituents (Le Provost & Vincent, 1991b). This in-time spectral model solves the classical depth integrated shallow

water equations written in spherical coordinate frame related to the earth. A quadratic law description of the bottom friction is adopted. The model is formulated in a variational form numerically solved by a finite element technique allowing mesh refinement in shallow areas in order to better describe the physical processes occurring there. The finite element formulation rigorously guarantees the mass conservation and the loading potential is included. The model has been very recently applied to the computation of tides in the Atlantic, Indian and Pacific oceans. The first solutions are under calibration and validation.

EMPIRICAL MODELS

Several kinds of instruments directly or indirectly observe the ocean tides. Those which give the best direct measurements are the altimeter onboard satellite and tide gauge measurements, while gravity tides observations are the most famous indirect sensor of oceanic movements.

altimetry

SEASAT provided the first extraction of ocean tides from altimeter data. Essentially, three complementary methods were developed (see Woodworth & Cartwright 1986). The first method (Cartwright & Alcock, 1981) provides "point measurements" of the tides at the crossovers of the Seasat repeat ground track. The other two methods involve spatial expansions of M_2 in terms of either surface spherical harmonics (Mazzega, 1985) or Platzman normal modes of the world ocean. Punctual estimations of the ocean tides and feasibility studies have been carried out by Mazzega and Jourdin (1991) based on Inverse Theory making use of spatial covariances. These first attempts proved satellite altimetry as a potential source of tidal knowledge but the results were limited by the noise of the dataset and its shortness (one month).

With GEOSAT, a lot of work has been initiated in many directions (see the review of Cartwright, 1991). Wagner (1990a-b) proposed solutions based on mean values of the altimeter data. The most complete solutions for the principal diurnal and semi-diurnal constituents have been recently published by Cartwright and Ray (1991) who made use of the admittance concept in their analysis of two years of Geosat altimetry. Their solutions are being under validation procedures by different means : comparison with the Schwiderski's model and in-situ data as well as techniques involving altimeter data. The final goal is to determine the best oceanic tidal model for the future altimeter missions like Topex-Poseidon. Up to now, only qualitative models were obtained due to the complexity of the errors budget of the altimetry measurements. Although altimetry provides the necessary data coverage, the success is today limited by a major difficulty : the orbit error (error in the computed radial height of the satellite of the order of a meter).

Present and future altimetry missions, like ERS1 (ESA) and TOPEX-POSEIDON (NASA/CNES), open cheerful prospects for tidalists since the accuracy of the orbitography of TOPEX should be of the order of a decimeter in absolute terms. At this stage, it is interesting to note that the satellite orbit is disturbed by the potential of the direct tides as well as by the potential of the oceanic and loading tides that we want to improve. Hopefully, the corrections of such effects are well determined since the satellite orbiting at about 1000 km of altitude, it is only sensitive at the low coefficient of the harmonic expansion of the tide.

tide gauge

Tide gauge data have been widely used to constrain semi-empirical models as well as to check ocean tide models. Since the work of Villain in 1952, empirical modelling of the ocean tides has been partly abandoned due to the emergence of the computer allowing numerical integration of the LTE. In the framework of the development of an empirical model from altimeter data, Francis and Mazzega (1991) computed an empirical model solely on the basis of deep sea and coastal tide gauge measurements. The optimal interpolation of these data based on "inverse theory" uses a priori spatial covariance functions of the tidal heights as deduced from the Schwiderski's model. One advantage of such a technique is the production of a formal error map associated with the solution. This estimated error is a key ingredient in the assimilation procedure with hydrodynamical model. The solution for the M_2 tide is relatively good when compared to in-situ data and the Schwiderski's model even in the open oceans where only few data are available. This lack of data will be fulfilled by using altimeter data. Indeed, the inverse method allows mixing of different kinds of data all together in an optimal way and it is now enlarged to include altimeter data.

Assimilation of empirical models into hydrodynamical models

The third approach which should be rather thought as the "final step" for modelling ocean tides consists in mixing the hydrodynamical and empirical models in an optimal way by means of a statistical technique, say assimilation. New generation of very accurate ocean tide models should be obtained taking the best of the two former approaches. Papers on this subject have been presented by Jourdin, Granwunder and Zahel at the IUGG in Vienna (1991). Zahel (1991) recently published a paper on this field in full growth.

Inversion of Gravity Loading Data

Because observed gravity earth tides involve loading effects which are the major perturbations on the earth tides, it is therefore possible, in principle, to invert tidal loading observations for both the distribution of the ocean tides and the elastic properties of the earth. In practice, the elastic properties of the earth conditioning the Green's functions are assumed to be perfectly known, only informations on ocean tides are deduced. I will recall first the pioneering work of Kuo and Jachens (1977) on "Indirect mapping of ocean tides by solving inverse problem for tidal gravity observations" which was confined to regional oceanographic areas and secondly recent results by Francis and Mazzega (1990a) on global mapping of ocean tide from gravity loading (GLD) data of the ICET (International Center of Earth Tides) data bank.

Kuo and Jachens (1977) tried to map ocean tides by inverting Gravity tides data together with tide gauges measurements. A linear programming inversion method has been used to produce M_2 and O_1 tidal maps for the northeastern Pacific and a M_2 map for the north atlantic. These are in significantly better agreement with some ocean-bottom tide gauge measurements which were not included in the inversion than the a priori models of Tiron et al. (1967).

Francis and Mazzega (1990a, Jourdin et al. 1991) have inverted 233 selected gravity data from the ICET data bank to produce a global M_2 map of the oceanic tide. The solution was obtained by an inverse method using covariance functions deduced from the Schwiderski's model and from the global chart of gravity loading effects of Francis and Mazzega (1990b). The solution exhibits the well-known features of the M_2 tide, the main amphidromic points being relatively well positioned with the right phase rotation but the success in the amplitude recovery is rather moderate. The results are more qualitative than quantitative. The origin of this modest results can be accredited to : (1) the poorly geographical distribution of the stations due to the continental shapes (especially in the southern hemisphere), (2) GLD observations contain informations not only on oceanic tides, (3) instrument calibration and systematic errors : the assumption of a white noise of $0.5 \mu\text{gals}$ is a too simple error model and (4) the inversion cannot propagate information at long distance due to the characteristic of the kernel of the convolution integral.

Synthetic gravity loading data have been calculated at the ICET stations by using the Schwiderski's model and then inverted. The difference between the ocean tide solutions obtained by the inversion of the synthetic and ICET data is shown in figure 2. It represents the projection of the instrumental errors, a part of the errors of the Schwiderski's model and all the non ocean tide signal contained in the ICET data in terms of tidal height.

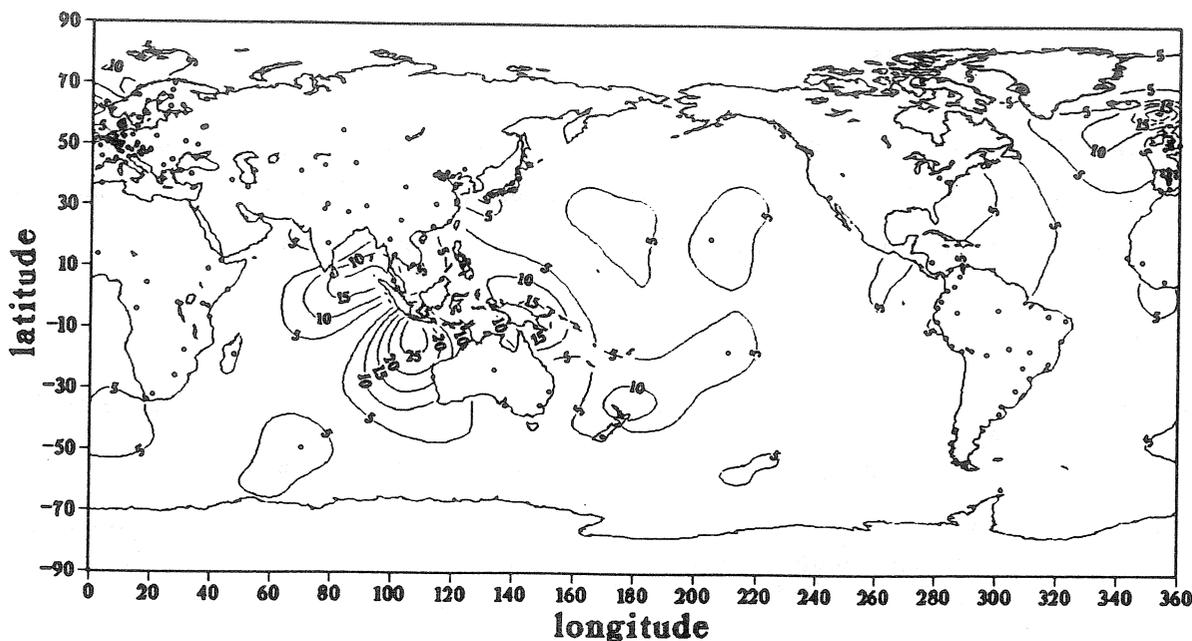


Figure 2 : difference between the ocean tide solutions obtained by inversion of synthetic data (computed by using the Schwiderski's model) and ICET data. Amplitude for the M_2 tide in cm. The ICET stations are located by a dot.

At the light of this experiment, it is clear that there is a non-negligeable amount of information in the ICET data bank but the problem consists in separating the different contributions. A key element is certainly the precision of the observations, as it cannot be improved, at least a better comprehension of the errors behaviour should be of a great help to model the ocean tides as well as to validate ocean tide models. The gravity loading data may play a major role in the validation process of ocean tide models because they are the only data being independent of the ocean tide models that offer a global test through the convolution integral all over the oceans. Once more, the validity of such a test is limited by the precision of the gravity loading data and by our knowledge of their contents.

Conclusion

The accuracy of the ocean tide loading correction essentially depends upon our ability to model the oceanic tide. Improved global ocean tide models with respect to the Schwiderski's model should be soon available thanks to present and future altimetry missions. Gravity tide observations should be useful to validate the new ocean tide models as far as their accuracy allows it. In addition, sufficiently accurate loading correction will allow to extract the part of the tidal residues due to instrumental errors and to the earth tide anomalies restarting more quantitative studies.

Acknowledgments

We dedicate this review to Prof. P. Melchior who initiated us in Earth Tides research. We would like to thank Dr. P. Mazzega and Dr. T. Baker for reading the manuscript and for valuable advice and suggestions and Dr. P. Vincent for his constant support.

REFERENCES

- Baker, T.F., 1980. Tidal gravity in Britain : tidal loading and the spatial distribution of the marine tide, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 62, 249-267.
- Baker, T.F., 1985. Methods of tidal loading computation, *Bull. d'Inform. Marées Terr.*, 94, 6365-6373.
- Baker, T.F., Edge, R.J. & Jeffries, G., 1989. European tidal gravity : An improved agreement between observations and models, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1109-1112.
- Baker, T.F., Edge, R.J. & Jeffries, G., 1991. Tidal gravity and ocean tide loading in Europe, *Geophys. J. Int.*, 107, 1-11.
- Cartwright, D.E., 1991. Detection of tides from artificial satellites (review), In : *Tidal Hydrodynamics*, 547-567, ed. Parker, B., John Wiley, New York.
- Cartwright, D.E. & Alcock, G.A., 1981. Altimeter measurements of ocean topography, In : *Satellite Microwave Remote Sensing*, pp. 309-320, ed. Allen, T.D., Ellis Horwood.
- Cartwright, D.E. & Ray, R.D., 1991. Energetics of Global Ocean Tides from Geosat altimetry, *J. Geophys. Res.*, 16897-16912.
- Farrell, W.E., 1972. Deformation of the earth by surface loads, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, 761-797.
- Farrell, W.E., 1973. Earth tides, ocean tides and tidal loading, *Phil. Trans. R. soc. Lond. A*, 274, 253-259.
- Francis, O. & Dehant, V., 1987. Recomputation of the Green's functions for tidal loading estimations, *Bull. d'Inform. Marées Terr.*, 100, 6962-6986.
- Francis, O. & Mazzega, P., 1990a. M_2 world ocean tide from tide gauge and gravity loading measurements, *Cahiers du Centre Européen de Géodésie et de Séismologie*, vol. 2, 187-196.
- Francis, O. & Mazzega, P., 1990b. Global charts of ocean tide loading effects, *J. Geophys. Res.*, 95(C7), 11411-11424.
- Francis, O. & Mazzega, P., 1991. M_2 world ocean tide from tide gauge measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1167-1170.
- Goad, C.C., 1980. Gravimetric tidal loading computed from integrated Green's functions, *J. Geophys. Res.*, 85, 2679-2683.
- Hendershott, M.G., 1977. Numerical models of ocean tides, In *The Sea*, vol. 6, 47-95, John Wiley, New York.
- Hsu, H.T. & Mao, W. J., 1984. Accuracy estimation of loading correction in gravity observation, *Mar. Geophys. Res.*, 7, 117-127.
- Jahr, T., 1989. Tidal loading in the shelf area around Danmark, *Bull. d'Inform. Marées Terr.*, 105, 7489-7494.
- Jourdin, F., Francis, O., Vincent, P. & Mazzega, P., 1991. Some results of heterogeneous inversions for ocean tides, *J. Geophys. Res.*, 96 (B12), 20267-20288.
- Kuo, J.T. & Jachens, R.C., 1977. Indirect mapping of ocean tides by solving the inverse problem for tidal gravity observations, *Ann. Geophys.*, 33, (1/2), 73-82.
- Le Provost, C., Lyard, F. & Molines, J.-M., 1991a. Improving ocean tides prediction by using additional semidiurnal constituents from spline interpolation in the frequency domain, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 845-848.
- Le Provost, C. & Vincent, P., 1991b. Finite-element method for modelling ocean tides, In : *Tidal Hydrodynamics*, 41-60, ed. Parker, B., John Wiley, New York.
- Mao, W.J., 1990. Loading tides on a stratified viscoelastic self-gravitating half-space, *Geophys. J. Int.*, 102, 537-550.

- Mazzega, P. & Jourdin, F., 1991. Inverting SEASAT altimetry for tides in the Northeast Atlantic : preliminary results, In : *Tidal Hydrodynamics*, 569-592, ed. Parker, B., John Wiley, New York.
- Mazzega, P., 1985. M_2 model of the global ocean tide derived from SEASAT altimetry, *Mar. Geod.*, 9, 335-363.
- Melchior, P., 1981. Les interactions des marées terrestres et des marées océaniques, *Ann. Geophys.*, T37(1), 189-198.
- Melchior, P., 1983. The tides of the Planet Earth, Pergamon Press, 2nd Edition, 641pp.
- Melchior, P., Moens, M. & Ducarme, B., 1980. Computations of tidal gravity loading and attraction effects, *Obs. Roy. Belgique, Bull. d'Inform. Marées Terr.*, vol. IV, fasc. 5, pp.96-133.
- Melchior, P. & De Becker, M., 1983. A discussion of world-wide measurements of tidal gravity with respect to oceanic interactions, lithosphere heterogeneities, Earth's flattening and inertial forces, *Phys. Earth Planet. Int.*, 31, 27-53.
- Melchior, P. & Ducarme, B., 1991a. Tidal Gravity anomalies and tectonics, In : *Proc. 11th Int. Sympos. on Earth Tides*, Helsinki, Ed. J. Kakkuri , 445-454.
- Melchior, P. & Ducarme, B., 1991b. A study of the observed tidal residue vectors B versus oceanic tidal load vectors L, In : *Proc. 11th Int. Sympos. on Earth Tides*, Helsinki, Ed. J. Kakkuri , 431-444.
- Pagiatakis, S. D., 1988. Ocean tide loading on a self-gravitating, compressible, layered, anisotropic, viscoelastic and rotating earth with solid inner core and fluid outer core, *Techn. Rep. 139, Dep. of Surv. Eng. Univ. of New Brunswick*, Fredericton, Canada.
- Pagiatakis, S. D., 1990. The response of a realistic earth to ocean tide loading, *Geophys. J. Int.*, 103, 541-560.
- Parke, M.E. & Hendershott, M.C., 1980. M_2 , S_2 , K_1 models of the Global Ocean Tide on an Elastic Earth, *Mar. Geod.*, 3, 379-408.
- Robinson, E. S., 1991. Correlation of tidal gravity and heat flow in eastern North America, *Phys. Earth planet. Inter.*, 67, 231-236.
- Rydelek, P.A., Zürn, W. and Hinderer, J., 1991. On tidal gravity heat flow and lateral heterogeneities, *Phys. Earth. planet. Inter.*, 68, 215-259.
- Scherneck, H.-G., 1989. Propagation of random ocean tide model errors into computed ocean loading effects, *Bull. d'Inform. Marées Terr.*, 105, 7482-7484.
- Scherneck, H.-G., 1990. Loading Green's functions for a continental shield with a Q-structure for the mantle and density constraints from the Geoid, *Bull. d'Inform. Marées Terr.*, 108, 7775-7792.
- Scherneck, H.-G., 1991. Regional ocean tide modelling, In : *Proc. 11th Int. Sympos. on Earth Tides*, Helsinki, Ed. J. Kakkuri , 345-354.
- Schwiderski, E.W., 1980a. Ocean tides, part I : Global ocean tidal equations, *Mar. Geod.*, 3, 161-217.
- Schwiderski, E.W., 1980b. Ocean tides, part II : A hydrodynamical interpolation model, *Mar. Geod.*, 3, 219-255.
- Schuh, H. & Moehlmann, L., 1989. Ocean loading station displacements observed by VLBI, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1105-1108.
- Stewart, R., Fu, L.L. & Lefebvre, M., 1986. Science opportunities from the Topex/Poseidon mission, JPL Public. 86-18, NASA/JPL, 58 pp.
- Tiron, K.D., Sergev, Y. & Michurin, A., 1967. Tidal charts for the Pacific, Atlantic and Indian oceans, *Vest. Leningrad Univ.*, 24, 122-135.
- Villain, C., 1952. Cartes des lignes Cotidales dans les océans, *Ann. Hydrogr.*, 4^e série, tome 3, 269-388.
- Wagner, C.A., 1990a. A refined M_2 tide from geosat altimetry. NOAA Tech. Memo. NOS NG 55, National Geodetic Information Center, Rockville, MD20852.
- Wagner, C.A., 1990b. The M_2 tide from Geosat altimetry, *Manuscripta Geodaetica*, 15, 283-290.
- Woodworth, P.L., 1985. Accuracy of existing ocean tide models, Paper presented at *Conference on the use of Satellite Data in Climate Models*, Alpbach, Austria, June 10-12.

- Woodworth, P.L. & Cartwright, D.E., 1986. Extraction of the M₂ ocean tide from SEASAT altimeter data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 84, 227-255.
- Yanshin, A.L., Melchior, P., Keilis-Borok, V.I., De Becker, M., Ducarme, B. & Sadovsky, A.M., 1986. Global distribution of tidal anomalies and an attempt of its geotectonic interpretation, In : *Proc. 10th Int. Symp. Earth Tides*, Consejo Superior de Investigaciones Cientificas, Madrid, 731-755.
- Zahel, W., 1980. Mathematical modelling of global interactions between ocean tides and earth tides, *Phys. Earth Planet. Int.*, 21, 202-217.
- Zahel, W., 1991. Modeling ocean tides with and without assimilating data, *J. Geophys. Res.*, 96, 20379-20391.

OBSERVATIONS OF THE EARTH TIDE AT
SUHARA OBSERVATORY ON THE COAST

I z u o O Z A W A

A b s t r a c t .

Observations of the earth tidal strains in the directions of NS and EW at Suhara observatory on the coast have been performed. According to the observations, the difference between the phase lags of the strains in orthogonal directions are much small.

Further, resultant strains which are subtracted the direct effect due to the tide generating force and the load tide caused by the ocean and the air tides from the observed strains are calculated. The resultant strains have nearly equal amplitudes and phase lags in the orthogonally horizontal directions.

It is reasonable to estimate that these resultant strains are caused by oscillation of the pressure of the ground water connected to that of the sea water near the observatory.

1. O b s e r v a t i o n s a n d a p p r o x i m a t e a n a l -
y s i s .

Suhara observatory is on the western coast of Kii peninsula and its location is 135.195° east longitude and 34.05° north latitude. The instruments have been installed on a steadyfast bed in the old cave. This

observatory is on the southern edge of the Median Dislocation Line in the west district of Japan. The stratum consists of solid metamorphic rocks like phyllite and schist.

The observations of the earth tidal strain had been started with low sensitive extensometers in the three directions in 1955. Afterward, observations by highly sensitive extensometers have been started in NS in 1961 and in EW in 1975.

Let the series of observed values of the NS and EW components be $f(t)$ and $g(t)$, where t is the reading time of observations which is counted every two hours. Coefficient of correlations between $f(t+\tau)$ and $g(t)$, where τ is time difference, are calculated for τ for the period from December 28, 1984 to January 16, 1985. According to this calculation, the maximum values of the correlation coefficients are 0.74, 0.72 and 0.74 at $\tau = -7, -1$ and $+6$, respectively.

If the most part of these observed strains is the load tide caused by the ocean tide, the phase difference between the phase lags of these strains on the orthogonal directions should be 180° each other. This phenomenon is against what we expected on the first approximation. And so, tentative analyses are tried to interpret this unexpected phenomenon in the following chapter.

2. Analysis of resultant strains.

Harmonic analyzed values of these observed tidal strains are shown as follows,

	NS-direction (Mar. ~Apr., 1961)	EW-direction (Jan. ~Feb., 1975)
M2	$14.9 \times 10^{-9} \cos(2t - 29.4^\circ)$,	$5.7 \times 10^{-9} \cos(2t - 6.9^\circ)$,
O1	$3.9 \times 10^{-9} \cos(t - 186.4^\circ)$,	$1.1 \times 10^{-9} \cos(t - 6.9^\circ)$,
S2	$7.7 \times 10^{-9} \cos(2t - 68.8^\circ)$,	$2.4 \times 10^{-9} \cos(2t - 76.8^\circ)$.

Estimates of these observed values of the tidal strains chiefly consist of direct effect due to the tide generating force of the moon and the sun and the secondary effect of ocean tide near the observatory.

The direct effects on the tidal strains in the directions of NS and EW are evaluated as follows,

Tide	NS-direction	EW-direction
M2	$6.8 \times 10^{-9} \cos 2t$,	$2.2 \times 10^{-9} \cos 2t$,

O1	$2.0 \times 10^{-9} \cos t,$	$3.3 \times 10^{-9} \cos t,$
S2	$3.2 \times 10^{-9} \cos 2t,$	$1.2 \times 10^{-9} \cos 2t.$

Let an origin of polar coordinate (r, ϕ) be at the observatory. The load tide cause by the ocean tide at near sea bounded by two concentric circles whose radii are r_n and r_{n+1} , respectively, and by two radius vectors whose azimuths are ϕ_n and ϕ_{n+1} , respectively, and where the ocean tide is $h_m \cos(mt - \alpha_m)$ is given as follows,

$$\left\{ \frac{h_m g \cos(mt - \alpha_m)}{[8\pi(\lambda + \mu)]} \right\} \log(r_{n+1}/r_n) \times (\sin 2\phi_{n+1} - \sin 2\phi_n), \dots\dots\dots (1)$$

where g , λ and μ are acceleration of the gravity at the earth's surface and Lamé's elastic constants, respectively. h_m , m and α_m are amplitude, frequency and phase of the ocean tide, respectively.

Components of the ocean tide at Shimotsu which is at 6 km from the observatory are as follows (H. Miyazaki et al., 1964).

$$\begin{aligned} M2 &= 45.56(2t - 185.04^\circ) \text{ cm}, & O1 &= 18.20(t - 170.98^\circ) \text{ cm}, \\ S2 &= 21.80(2t - 208.05^\circ) \text{ cm}. \end{aligned}$$

In the calculation of the strain yielded by the oscillation of the load of sea-water within 1 km from the observatory, the elastic constants λ and $\mu = (3 \sim 10) \times 10^{12}$ c.g.s. are used for the crust. The calculated value converges to the limiting value at integrated distance within 500 m from the observatory. The calculated load tidal strains which are integrated within 1 km on the direction of NS are as follows,

$$\begin{aligned} &3.1 \times 10^{-9} \cos(2t - 4.8^\circ) \text{ for } M_2, & &1.3 \times 10^{-9} \cos(t - 351.5^\circ) \text{ for } O_1, \\ &1.3 \times 10^{-9} \cos(2t - 32.3^\circ) \text{ for } S_2. \end{aligned}$$

And the load strains in EW direction are as follows,

$$\begin{aligned} &3.1 \times 10^{-9} \cos(2t - 184.8^\circ) \text{ for } M_2, & &1.3 \times 10^{-9} \cos(t - 171.5^\circ) \text{ for } O_1, \\ &1.3 \times 10^{-9} \cos(2t - 212.3^\circ) \text{ for } S_2. \end{aligned}$$

The resultant values of the strains which are subtracted the direct effects and the calculated load tides are $7.7 \times 10^{-9} \cos(2t - 66.5^\circ)$ in the NS, and $6.2 \times 10^{-9} \cos(2t - 8.8^\circ)$ in the EW for the M_2 -tide. The values show that the amplitudes in both orthogonal directions are nearly equal, and the phase difference between the orthogonal directions is much smaller than 180° . It shows that the resultant values of the

strains are not the load tides caused by the ocean tide but the strains yielded by the oscillations of the hydrostatic pressure of the ground water connected to the sea water in the short distance.

Similarly, the resultant value of the strain for the O_1 -tide in NS is $7.2 \times 10^{-9} \cos(t-181.9^\circ)$, and that in EW is $2.9 \times 10^{-9} \cos(t-197.7^\circ)$.

As the load effect by the air tide on the S_2 is considerable, the effect is calculated by use of the the distribution formulas by B.Haurwitz (1956) and W.Kertz (1960) for the periodic atmospheric pressure of 12 hours and the constants of the load tide of the model earth (W.E.Farrell, 1972).

The formula for the calculation of the strain caused by the air tide has been obtained by I.Ozawa (1984, 1986) as follows,

$$e'_{\theta\theta} = \{ (A_2/\alpha g) [2l_2' \cos 2\theta + 0.5 h_2' (1 - \cos 2\theta)] + (A_4/\alpha g) [2l_4' (\cos 4\theta - [1/7] \cos 2\theta) + (h_4' / 56) (3 + 4\cos 2\theta - 7\cos 4\theta)] \} \cos 2(T' + \phi + \epsilon),$$

$$e'_{\phi\phi} = \{ (A_4/\alpha g) [l_2' (\cos 2\theta - 3) + 0.5 h_2' (1 - \cos 2\theta)] + (A_4/\alpha g) [(l_4' / 14) (7\cos 4\theta - 16\cos 2\theta - 15) + (h_4' / 56) (3 + 4\cos 2\theta - 7\cos 4\theta)] \} \cos 2(T' + \phi + \epsilon),$$

$$e'_{\theta\phi} = \{ (A_2 / \alpha g) (-4 l_2' \cos \theta) + 0.5 (A_4 / \alpha g) l_4' (7\cos 3\theta - \cos \theta) \} \sin 2(T' + \phi + \epsilon).$$

.....(2)

where θ and ϕ are colatitude and east longitude of the observatory, $e'_{\theta\theta}$, $e'_{\phi\phi}$ and $e'_{\theta\phi}$ are the strain components relating to the θ and ϕ . T' is the standard time at Greenwich. A_2 , A_4 and ϵ are constants of the air tide, and their values are 1.235mb, -0.224mb and 79° , respectively. h_2' , l_2' , h_4' and l_4' are constants of the load tide, and their values are -1.007, 0.030, -1.059 and 0.062, respectively. α is the mean radius of the earth. g is the mean acceleration at the earth's surface. The calculated load tide by the air tide is $1.3 \times 10^{-9} \cos(2t-21.6^\circ)$ in NS, and is $1.4 \times 10^{-9} \cos(2t-21.6^\circ)$ in EW. For the S_2 -tide, the resultant strains which are subtracted the direct effect and the load tides by the ocean and the air from the observed strains are $6.6 \times 10^{-9} \cos(2t-113.7^\circ)$ in NS and $2.7 \times 10^{-9} \cos(2t-112.7^\circ)$ in EW.

As the the resultant values of O_1 -tide and S_2 -tide are not so accurate as that of M_2 -tide, it is a rash decision that the ratio between

amplitudes of the resultant strains in NS and EW shows a degree of anisotropy of the elasticity on the crust. However, the difference between the phase lags in both directions NS and EW is much smaller than 180° . Therefore, it is rational to determine the resultant strain is not leakage effect of the load tide but the strains yielded by the oscillation of the hydrostatic pressure of the ground water connected to the seawater under the ground. The resultant strains are as large as this direct effect, and are larger than the load tide at Suhara Observatory, generally.

Approximately, assuming that the M_2 -tide of the oscillation of the pressure of a source plane of the ground water is equal to that near sea base, and assuming that Young's modulus of the ground is 3×10^{12} c. g. s., and the Poisson's ratio is $1/4$, one obtains that the resultant strain on the horizontal direction on the ground is calculated as $7.44 \times 10^{-9} \times \cos(2t - 5.04^\circ)$ for M_2 -tide. This is a good agreement with our analysis above mentioned.

R e f e r e n c e s .

- Farrell, W. E., 1972, Deformations of the earth by surface load, Rev. Geophys. Space, Phys., Vol. 10, 761-797.
- Haurwitz, B., 1956, The geographical distribution of the solar semi-diurnal pressure oscillation, Meteorol. Papers, New York, Vol. 2, NO. 5, 1-36.
- Kertz, W., 1960, Partialwellen in den halb-und vierteltaglichen gezeitenartigen der Schwingungen der Atmosphäre, Arch. Meteorol. Geophys. Biokl. A, Bd. 11, 48-63.
- Miyazaki, M., S. Kronuma and T. Inoue, 1967, Tidal constants along the coast of Japan, Oceanogr. Mag. Vol. 19, 13-55.
- Ozawa, I., 1984, The observations of the tidal strains in old Osakayama Tunnel, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto, Univ., Vol. 34, 164-186.
- Ozawa, I., 1986, On the observations of and interpretation of S_2 component on the earth tide, J. Geod. Society of Japan, Vol. 32, 1-11.

Strain-Tilt Coupling
in seven underground clinometric stations
in Belgium and G.D. Luxembourg

P. Melchior
Observatoire Royal de Belgique

Having developed in 1958 a new model of quartz horizontal pendulum designed to measure tidal tilts with a high precision (± 0.0001) (Verbaandert and Melchior 1961) it was decided to install pairs of these small instruments to measure North South and East West components of the periodic tidal tilts in a number of mines or natural caves in the South East of Belgium and in the Grand Duchy of Luxembourg.

The aim was to study the behaviour and the signal to noise of these instruments in very different environmental conditions.

Six stations have been established south of the Sambre-Meuse valley :

Dourbes	specially digged gallery
Warmifontaine	slate mine (operating but closed now)
Remouchamps	broad natural cave (river)
Vielsalm	very narrow gallery of closed coticule mine
Membach	specially digged gallery
Walferdange	gypsum mine (operating but closed now)

and one station established on the Northern bank of the river Meuse :

Sclaigneaux	in the long very narrow gallery of an old abandoned iron mine.
-------------	----------------------------------------------------------------

Coordinates and depths are given in Table I.

The instruments had been installed in niches excavated in a lateral wall of the gallery at Warmifontaine and Sclaigneaux, on the ground at Remouchamps, Vielsalm, Membach and Walferdange, on very heavy stone pillars at Dourbes.

Only two of these stations are still operating regularly (Dourbes and Walferdange)

At the time we made the usual harmonic analyses of the data, no satisfactory oceanic cotidal -corange maps were available to calculate the attraction and loading effects at the clinometric stations (Melchior and Ducarme 1987).

The Schwiderski maps became available in 1979 and were essentially used to correct tidal gravity measurements. It is only recently that we returned to our archives to look at the ancient tilt measurements of the years 1962-1974.

The procedure used is similar to the procedure used for tidal gravity measurements (Melchior, 1983, chap. 13) :

\bar{R} (R, 0) is the elastic earth tilt vector of amplitude R and nul phase, calculated with PREM Earth Model,

\bar{A} (A, α) is the observed elastic tilt response vector of amplitude A and phase α

$$\bar{B}$$
 (B, β) = \bar{A} - \bar{R} (1)

\bar{L} (L, λ) is the oceanic attraction and load tilt vector of amplitude L and phase λ

We then consider the tilt residual vector :

$$\bar{X}$$
 (X, χ) = \bar{B} - \bar{L} = \bar{A} - \bar{R} - \bar{L} (2)

The maximum extension of the Ardenne clinometric net is slightly less than one degree in latitude and one and half degree in longitude. The direct earth tide and the oceanic loading effects as well are thus nearly the same for all the five stations that is, for the wave M_2 :

in NS component	R = 5.26	}	
		}	cos 2 H
	L = 1.50 + 2.00	}	
in EW component	R = 6.81	}	
		}	sin 2 H
	L = 1.80 + 2.10	}	

H is the hour angle of the Moon, the amplitudes are expressed in milliseconds of degrees (0"001). The latitude dependence of the amplitudes being in $\cos^2 \varphi$, for M_2 these amplitudes decrease by only 4% from Walferdange to Membach (Table I).

The numerical results are given in Table II and illustrated by Figure 1.

Despite the very different conditions of observations all great axes of the X residual ellipses have a more or less North South orientation with azimuths comprised between 140° (Walferdange) and 182° (Vielsalm) while only at Sclaigneaux, on the north bank of the river Meuse, one observes a sensibly greater azimuth (202°).

It must be emphasized that the determination of the azimuth of the beam of an horizontal pendulum installed in a deep mine is not an easy task. We estimate that the error should not be more than 3° which should induce possible errors of 6° on the orientations of the axes of the residual ellipses. However the oceanic loading effects may be not better determined than with a $\pm 10^\circ$ accuracy.

Nevertheless possible errors of this order do not affect seriously the results presented here. We propose to interpret this systematic behaviour by a strain-tilt induced coupling.

The components of horizontal deformations due to a sectorial semi-diurnal potential

$$S_2 = D (c/d)^3 (r/a)^2 \sin^2 \theta \cos^2 \delta \cos 2H \quad (3)$$

are

$$e_{\theta\theta} = \{h + 2 [(1 - 2 \sin^2 \theta) / \sin^2 \theta] \ell\} S_2 / ag \quad (4)$$

$$e_{\lambda\lambda} = \{h - 2 [(1 + \sin^2 \theta) / \sin^2 \theta] \ell\} S_2 / ag$$

(Melchior, 1983, chap. 3)

For the main semi diurnal lunar wave M_2 , this gives, at the latitude $\varphi = 50^\circ$ ($\theta = 40^\circ$) (see Table III - numerical values)

$$e_{\theta\theta} = (h + 0.84055\ell) (1.576 \cdot 10^{-8}) \cos 2H \quad (5)$$

$$e_{\lambda\lambda} = (h - 6.84055\ell) (1.576 \cdot 10^{-8}) \cos 2H$$

$$\Sigma = e_{\theta\theta} + e_{\lambda\lambda} = (2h - 6\ell) (1.576 \cdot 10^{-8}) \cos 2H$$

(Σ is the surface areal deformation)

We note that the North South deformation $e_{\theta\theta}$ is in phase with the North South tilt but that the East West deformation $e_{\lambda\lambda}$ is in quadrature with the East West tilt.

This is because, when the Moon is in the meridian plane of a station (Hour angle $H = 0$), the deviation of the vertical is in that North South plane and has no East West component while the surface areal deformation Σ corresponding to the tidal bulge is maximum.

One thus should expect that at time $H = 0$ the direction of the perturbed vertical by strain coupling will be in the meridian plane and directed towards the South. This is observed indeed at Dourbes, Remouchamps, Vielsam and Walferdange but not at Membach and Warmifontaine. The results of Sclaigieux do not seem sure enough due to greater scatter between the different instruments.

At the exception of the two eastern stations (Membach, Vielsam) where the movement of the vertical is clockwise, all other five stations have a counterclockwise movement of the vertical.

If we take, for the Love numbers

$$h = 0.638$$

$$\ell = 0.088$$

We obtain

$$\begin{aligned}
 e_{\theta\theta} &= 0.712 (1.576)10^{-8} = 1.122 \cdot 10^{-8} \cos 2 H \\
 e_{\lambda\lambda} &= 0.036 (1.576)10^{-8} = 0.057 \cdot 10^{-8} \cos 2 H \\
 \Sigma &= 1.179 \cdot 10^{-8} \cos 2 H
 \end{aligned}
 \tag{6}$$

and, for the cubical dilatation

$$\Theta = (2/3) \Sigma \text{ if the Lamé coefficients } \lambda = \mu \text{ (or the Poisson ratio } \sigma = 0.25)$$

thus

$$\Theta = 0.786 \cdot 10^{-8} \cos 2 H \tag{7}$$

The North South and East West components of the stress tensor may also be calculated from

$$\begin{aligned}
 \sigma_{\theta\theta} &= (\lambda \Theta + 2 \mu e_{\theta\theta}) \cos 2 H \\
 \sigma_{\lambda\lambda} &= (\lambda \Theta + 2 \mu e_{\lambda\lambda}) \cos 2 H
 \end{aligned}
 \tag{8}$$

with $\lambda = \mu = 10^{11}$ Pa, one obtains :

$$\begin{aligned}
 \sigma_{\theta\theta} &= 3.0 \times 10^3 \text{ Pa} = 30 \text{ millibar} \\
 \sigma_{\lambda\lambda} &= 0.9 \times 10^3 \text{ Pa} = 9 \text{ millibar} \\
 \sigma_{\lambda\lambda} &= 0.30 \sigma_{\theta\theta}
 \end{aligned}
 \tag{9}$$

This is by far less than the 1 to 10 megapascals tectonic constraints measured in the 130° to 170° azimuth in France and West Germany (Paquin et al. 1978, Scheidegger 1981, Ahorner 1984, Becker and Paladini 1990), but may be sufficient to induce small additional tidal tilts of the order of 2 or 3 milliseconds of degrees as observed with the same South-North orientation.

The similarity of the results obtained in our seven stations, illustrated by the figure 1, seems to indicate that the strain-tilt coupling, if responsible for the \bar{X} residual vector, do not depend upon cavity geometry and topography which are very different from one station to the other.

Table I Clinometric Stations in the Ardennes

N	Station	Lat N	Long E	H	P	D	L _N	λ _N	L _E	λ _E	n
0202	Dourbes	50 06	4 36	208	46	170	1.84	-80.9	2.09	26.7	4
0204	Sclaigneaux	50 30	5 02	170	85	160	2.16	-59.9	1.89	13.3	5
0207	Warmifontaine	49 50	5 23	390	148	220	1.66	-77.3	1.98	-6.3	5
0209	Remouchamps	50 28	5 42	250	100	200	2.04	-61.7	1.81	-12.7	2
0211	Vielsalm	50 16	5 54	300	40	200	1.82	-66.3	1.86	-16.3	2
0243	Membach	50 37	6 00	250	50	210	2.00	-62.3	1.82	-13.0	2
0252	Walferdange	49 40	6 09	295	75	270	1.46	-74.6	2.03	-20.0	5

N Station code number

Lat N Latitude North

Long E Longitude East

H Height above sea level in meters

P Depth under free surface in meters

D Distance to the Sea (Channel) in kilometers

L_N, λ _N North South M2 loading amplitude and phase (units 0°001, degrees)

L_E, λ _E East West M2 loading amplitude and phase (units 0°001, degrees)

n number of instruments

Table II Clinometric Stations in the Ardennes

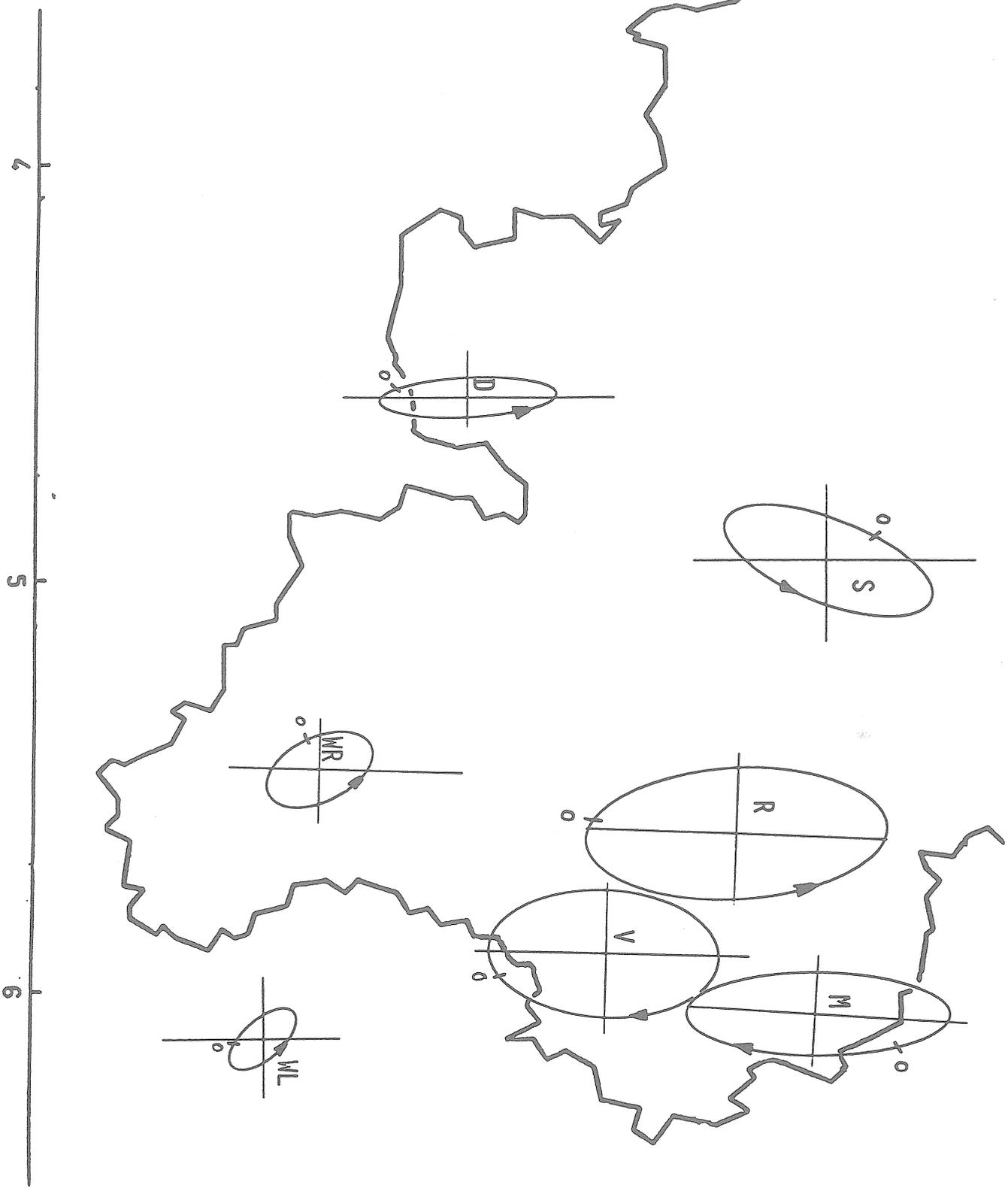
X (M2) Residual Ellipses

(Observed minus Earth Model minus Oceanic Loading)

		t	EW	NS	a, b	α, β	e	b/a
0204	Sclaigneaux 1959-1988	3.87 0.77	-0.97 -0.94	-2.46 0.38	2.64 1.02	201.5 111.5	0.922	0.39
0202	Dourbes 1963-1991	1.00 4.11	0.13 0.48	-2.11 0.03	2.12 0.49	176.6 86.6	0.973	0.23
0207	Warmifontaine 1962-1969	3.41 0.34	0.53 -0.73	-1.29 -0.30	1.39 0.79	157.7 67.7	0.822	0.57
0209	Remouchamps 1965-1966	0.81 3.91	0.32 1.59	-3.63 0.14	3.64 1.60	174.9 84.9	0.898	0.44
0211	Vielsalm 1965-1974	0.78 3.88	-0.10 1.55	-2.73 -0.06	2.74 1.56	182.1 92.1	0.822	0.57
0243	Membach 1976-1980	4.61 1.46	0.17 1.03	-3.15 0.07	3.15 1.03	176.8 86.8	0.945	0.33
0252	Walferdange 1968-1991	2.05 5.15	0.64 0.37	-0.76 0.31	1.00 0.48	139.9 49.9	0.877	0.48
						Mean value		0.43

time of transit at major and minor axis t in hour
 $\frac{1}{4}$ M2 period: $90^\circ/28^\circ984 = 3.105$ hour

amplitudes EW, NS at time t in 0"001
 axes a, b in 0"001
 azimuth of the axes α, β in degrees, clockwise from North.
 excentricity e



BIBLIOGRAPHIE

=====

- Ahorner, L., 1984.
The general pattern of seismotectonic dislocation in Central Europe as the background for the Liège Earthquake on november 8, 1983.
Seismic Activity in Western Europe, Nato Asi Series C 144 Reidel Publ. Co : 41-56.
- Becker, A. and Paladini, S., 1990
In situ-Spannungen in Nord-und Mitteleuropa.
Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, 10 : 63 p.
Lehrstuhl für Angewandte Geologie.
- Bonatz, M., Gerstenecker, C., Kistermann, R. and Zschau, J., 1983.
Tilt measurements across a Deep Fault Zone.
Proc. 9th Intern. Symposium on Earth Tides
Schweizerbart Verlag. Stuttgart : 695-702.
- Emter, D., Jentzsch, A. and Kiesel, H., 1977.
Finite element Estimates of Elastic Effects on Tidal Tilt and Strain with Special Respect to Results from the Schiltach Observatory.
- Emter, D. and Jentzsch, A. 1979.
The influence of subsurface structures on tidal tilt near the earth's surface.
Deutsche Geod. Kom. Reihe B, Heft 23/ : 73-79.
- Matveev, P.S., 1984.
Détermination des inclinaisons anormales d'origine tectonique dans les ondes lunaires principales de la marée terrestre sur le territoire de la partie centrale et sud-est de l'Ukraine.
Rotation et déformations de marées de la Terre, Kiev 16: 3-16.
Traduction BIM 95 : 6413-6427, 1985.
- Melchior, P., 1983.
The Tides of the Planet Earth. (cf pp 69-70) 2nd edition
Pergamon Press Oxford : 641 pages.
- Melchior, P. and Ducarme, B., 1987.
Tidal Loading Computations for Tilt in Europe.
Bull. Inf. Marées Terrestres 99, 6897-6901.
- Paquin Ch., Froidevaux C. and Souriau M., 1978.
Mesures directes des contraintes tectoniques en France.
Bull. Soc. Géol. France 20 : 727-731.
- Scheidegger, A.E., 1981.
The Stress-Field in the Alpine-Mediterranean Region.
Geophysical Surveys 4 n° 3 : 233-254.

Verbaandert, J. and Melchior, P., 1961.

Les stations géophysiques souterraines et les pendules horizontaux de l'Observatoire Royal de Belgique.

Obs. Roy. Belgique, Monographies, n° 7, 147 pages.

Table III

Numerical values

$$D = 2.627\ 723\ \text{m}^2\ \text{s}^{-2} \quad (\text{Doodson constant})$$

$$a = 6.371\ 10^6\ \text{m}$$

$$g = 9.820\ \text{m}\ \text{s}^{-2}$$

Coefficient of the main semi diurnal tidal wave M_2 in the Doodson development : 0.908 12

$$0.908\ 12\ D/ag = 3.81\ 10^{-8}$$

$$c/d \sim 1$$

$$\cos^2 \delta \sim 1$$

$$\theta : \text{colatitude of the station} = \pi/2 - \varphi$$

δ : declinaison of the Moon

H : hour angle of the Moon.

TILT OBSERVATIONS IN NORTH BOHEMIA : THE ANOMALOUS TIDAL RESPONSE

L.SKALSKÝ and J.TREŠL, Geophysical Institute CSAS, Boční II,
14131 Prague 4, CSFR.

1. INTRODUCTION

During seventies, open-cast brown coal mining has been starting along the Krušné hory Mts. in North Bohemia. This activity is located in a prolonged region of about 65 km in total length with extremely unfavourable geological conditions. The coal seam is covered with a sediment layer of thickness several hundred meters. After its removal, the stability of the crystalline massif can be disturbed and the mining process may result in some downfalls. This massif, whose average slopes inclination attains 50° is strongly inhomogeneous, with many tectonically weakened zones.

The deformations expected, however, are very small so that it is difficult to measure them with the use of common geodetical and geological methods. Moreover, it is desirable to obtain a time development of the deformation. Therefore, it was decided to employ photo-electric tiltmeters for this purpose, so far applied almost solely to tidal tilt observations. They have very high sensitivity and provide us a continuous record in the time.

2. SPECIAL CLINOMETRIC STATIONS

During 1982 - 87, three clinometric stations have been established in North Bohemia to record local tilts and their time course. At the present, there are stations JEZEŘÍ, JEZERKA 1, JEZERKA 2 located in horizontal galleries. Some their characteristics are given in Tab.1.

<i>Station</i>	<i>JEZEŘÍ</i>	<i>JEZERKA 1</i>	<i>JEZERKA 2</i>
<i>Established</i>	1982	1984	1987
<i>Depth below surface [m]</i>	131	35	150
<i>Distance from entry [m]</i>	409	100	280
<i>Geographical latitude</i>	50° 33' 19" N	50° 32' 39" N	50° 32' 43" N
<i>Geographical longitude</i>	13° 30' 19" E	13° 29' 28" E	13° 29' 21" E
<i>Elevation [m]</i>	285	306	308

Tab.1 : Characteristics of special clinometric stations

The stations JEZEŘÍ and JEZERKA 2 were established in the solid crystalline complex, whereas the station JEZERKA 1 in a tectonically weakened zone. Each station was equipped with a pair of photo-electric tiltmeters of Ostrovskiy type, which records tilts in NS and EW directions. All tiltmeters are remote-controlled and their scale values are automatically checked twice a day by current calibration pulses.

3. TIDAL TILT VARIATIONS

The above mentioned clinometric stations were not intended directly for tidal observations. On the other hand, the data obtained contain also information on tidal response. As for data processing, the Venedikov method M-65 was selected (Venedikov 1966). The complete list of results is given at (Skalský 1990); here we shall confine ourselves to graphic representation.

The pattern of tidal variations is conveniently depicted in the vector graphs constructed for individual tidal waves. The behaviour of semi-diurnal tidal wave M_2 at individual stations is presented in Figs.1-3. Three kinds of the horizontal component of tidal variation are given here : For the case of absolutely rigid Earth (HR), for Wahr's global Earth model (HW) and the observed pattern (HO). Under the assumption the average Love numbers ratio $k/h = 0.496$ (Melchior 1983), " pure " tidal deformation for Wahr's model (DW) was computed to compare it with observed deformation (DO). At all figures, the time course is given in so - - called tidal hours, which always represent $1/24$ of the corresponding period. This time starts at the moment, when the south component of the vertical deviation attains its maximum value for rigid Earth.

Let us notice, the direction difference (180°) between HW and DW ensues from the standardly different methods of representation. While the horizontal component is always considered as a deviation of the inner normal to the equipotential surface, the deformation is represented by a tilt of the base with positive sense in the direction of a relative shortening of the radius vector observation point - Earth's centre. Therefore, the deviation of the vertical to the south should result in a deformation, i.e. a tilt to the north.

As regards the tidal characteristics, the most anomalous values occurred at the station JEZERKA 1. From Fig.1 tidal wave M_2 is evident that HO in the NS direction is roughly twice larger than HR and DO in this direction exceeds DW about three times. Moreover, observed tidal deformation DO has an almost opposite direction and opposite sense of its course (anticlockwise). Similar anomalous values were obtained for all other basic tidal waves $S_2, N_2, K_2, \mu_2, L_2, K_1, O_1, P_1, Q_1$.

For a comparison with standard results, Figs.2, 3 show the corresponding M_2 patterns at the stations JEZERKA 2 and JEZEŘÍ. No anomalous response is observed here and the amplitude factors \mathcal{V} computed are (Skalský, 1990) :

JEZERKA 2 : $\mathcal{J} = 0.604 \pm 0.006$ (NS), 0.774 ± 0.005 (EW)
JEZEŘÍ : $\mathcal{J} = 0.602 \pm 0.001$ (NS), 0.728 ± 0.002 (EW)

4. TEMPORAL VARIATIONS OF TIDAL PARAMETERS

A more detailed study of tidal parameters requires the use of results obtained from shorter observational series. At the present, 30 observation days are used as the basic interval for tidal analyses. These results serve to a relative assessment of the real accuracy in the determination of resultant tidal parameters. Combining these basic data into at least annual observational series, we can separate individual groups of tidal waves and obtain geophysically interpretable results. In this manner, the following conclusions about time changes of tidal parameters can be drawn :

Station JEZEŘÍ :

- an almost linear increase of the amplitude factor $\mathcal{J}(M_2)$ in the EW component has been observed (nearly by 4.5 %). In the NS component, this trend is less systematic, but the difference between the first and the last value is still 3.5 %.

- as for main diurnal tidal waves K_1 and O_1 , a similar time behaviour is apparent : in the EW component a total growth of $\mathcal{J}(K_1)$ by 2.6 % and of $\mathcal{J}(O_1)$ by 1.8 % , in the NS component a total growth of $\mathcal{J}(K_1)$ by 17% and $\mathcal{J}(O_1)$ by 23%.

- in August 1988, a systematic change in the pattern of the amplitude factors (M_2) and (S_2) occurred : until this time, values $\mathcal{J}(M_2) \leq 0.61$ in the NS component and $\mathcal{J}(S_2) \geq 0.73$ in the EW component were observed, whereas after this time $\mathcal{J}(M_2) \geq 0.61$ and $\mathcal{J}(S_2) \leq 0.71$ for all basic observational series.

- for all waves mentioned in both components, phase-lags can be regarded as constant within the limits of corresponding mean square errors in their determination.

Station JEZERKA 1 :

- despite the above mentioned anomalous tidal parameters, the evidence of the reality of their time changes is not so convincing as at Jezeří station.

- systematic changes in amplitude factors are statistically relevant only in the EW component of K_1 -wave (31 % growth) and S_2 -wave (15 % drop). They are obviously connected with temperature variations.

- systematic changes in phase-lags are apparent in the NS component of K_1 -wave (17.8° growth), O_1 -wave (17.8° growth) and N_2 -wave (8.3° drop).

Station JEZERKA 2 :

- pronounced systematic changes of tidal parameters were observed with K_1 -wave in the NS component namely if a drop of $\mathcal{J}(K_1)$ from 0.95 to 0.23 and of phase-lag $\alpha(K_1)$ from $+32^\circ$ to -98° . In the EW component, only a drop (K_1) from

0.92 to 0.69 is apparent.

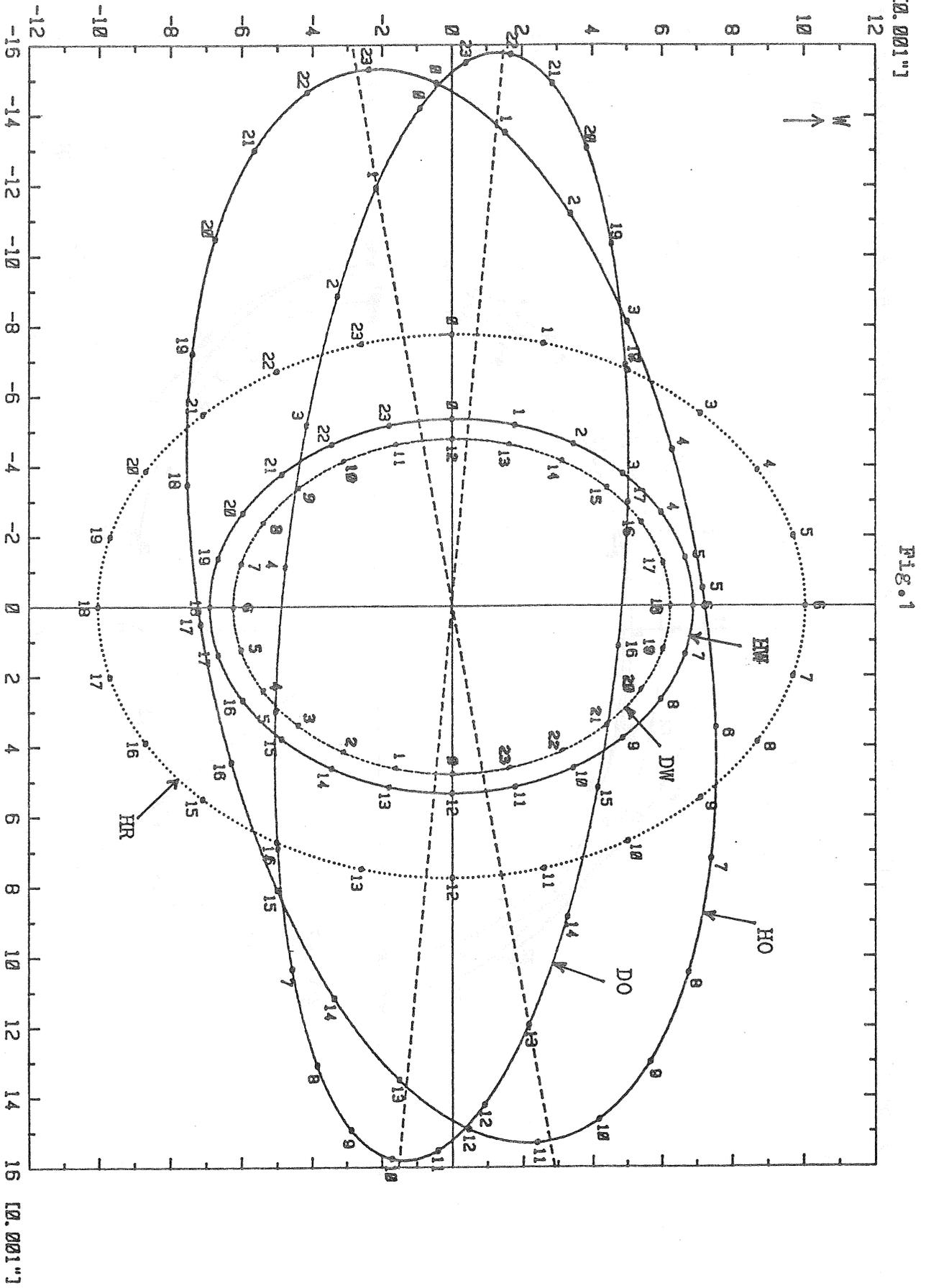
- slight changes are associated also with S_2 -wave, i.e. a growth of (S_2) from 18° to 36° in the NS component. In the EW component, we only observed a drop of (S_2) from 1.02 to 0.97. These changes are obviously connected with air temperature changes at this station.

-as for other tidal waves, changes of their parameters are either not apparent or they do not exceed the range of mean square errors.

In addition to the periodic tilts mentioned, clinometric data obtained also contain some components which are difficult to separate (e.g. tilts induced by groundwater fluctuations and precipitations, thermoelastic tilts etc.). On the other hand, there are pronounced, easily separable quasi-periodic tilts, whose origin cannot yet be explained unambiguously. Clearly, some additional information is needed to explain complicated interrelations among individual factors.

REFERENCES

- MELCHIOR, P. 1983 : The Tides of the Planet Earth. 2nd edition, Pergamon Press, Oxford.
- SKALSKÝ, L. 1990 : Some Results of Tilt Observations in North Bohemia. In Proc.Sem. " Earth's Tides ", Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci., Bratislava, 179-213.
- VENEDIKOV, A. 1966 : Une méthode pour l'analyse des marées terrestres a partir d'enregistrements de longueur arbitraire. Acad. Roy. Belgique, Cl. des Sc., 5^e Série, t. LII, 3, Bruxelles.



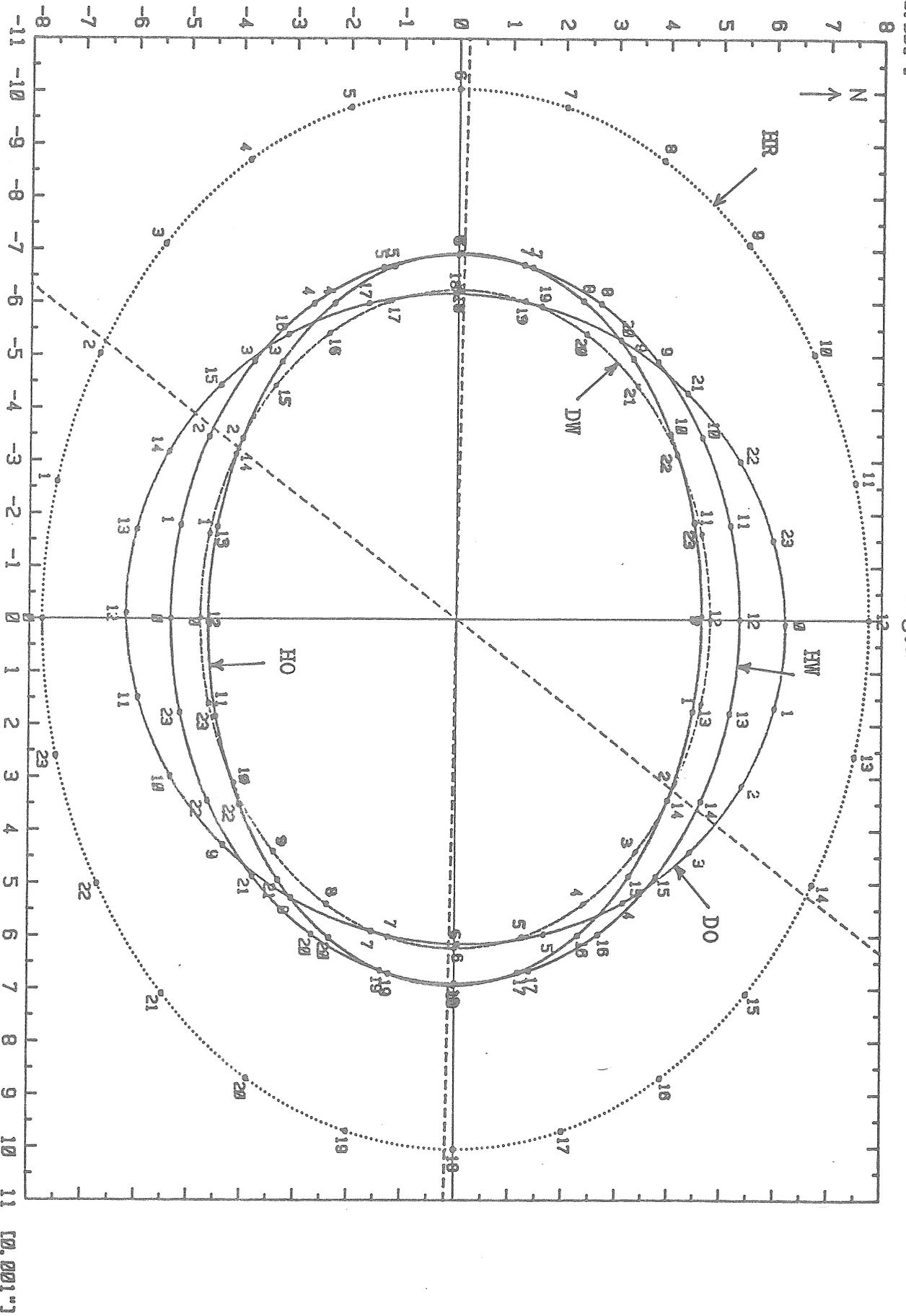
[0.001"]

FIG. 1

Station JEZERKA-1: Observed (corrected for IF and IE) versus theoretical tidal wave M2 (1986 - 1991)

[0.001"]

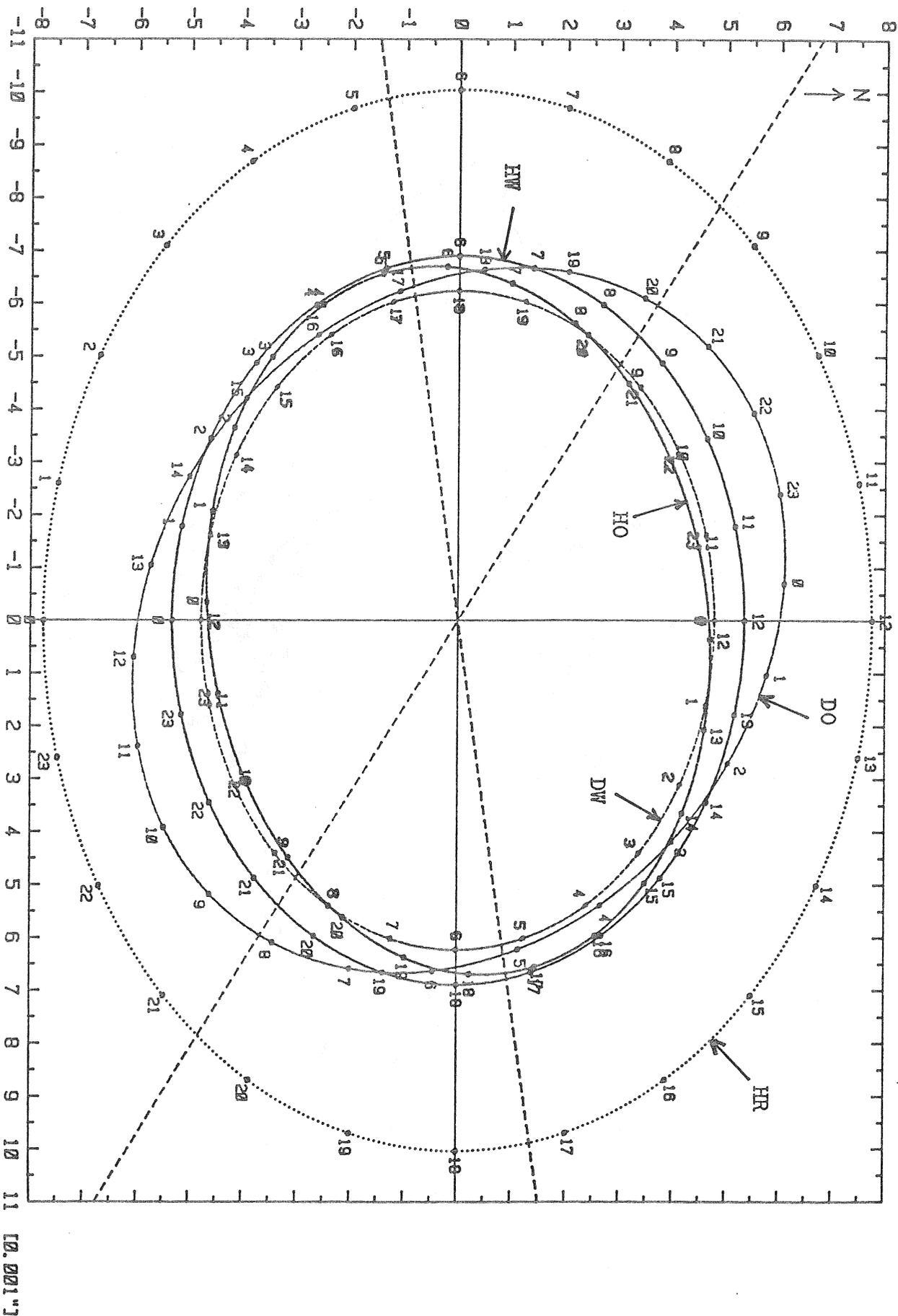
FIG. 2



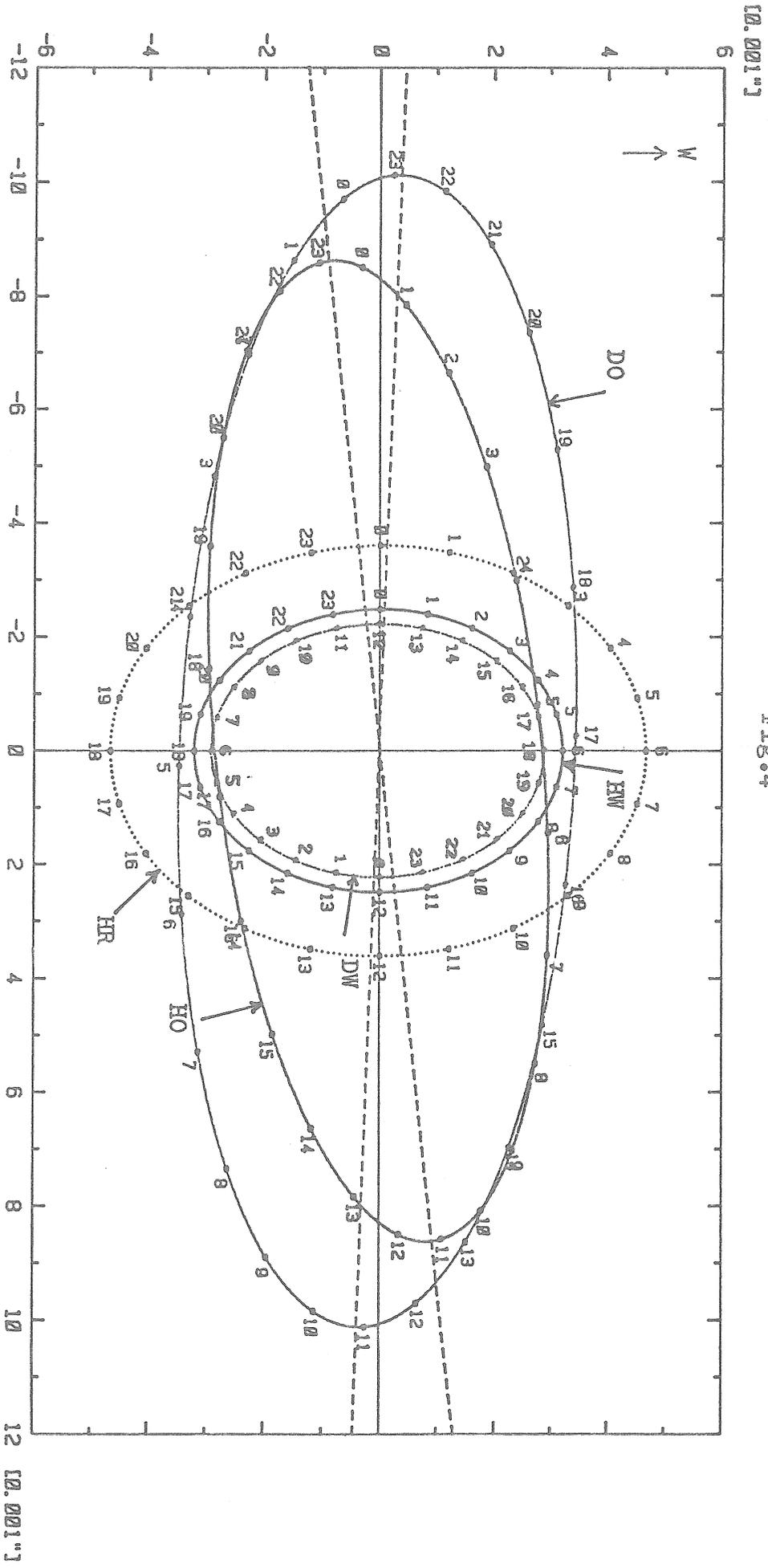
Station JEZERKA-2 : Observed (corrected for IF and IE) versus theoretical tidal wave M2 (1987 - 1991)

[0.001"]

FIG. 3



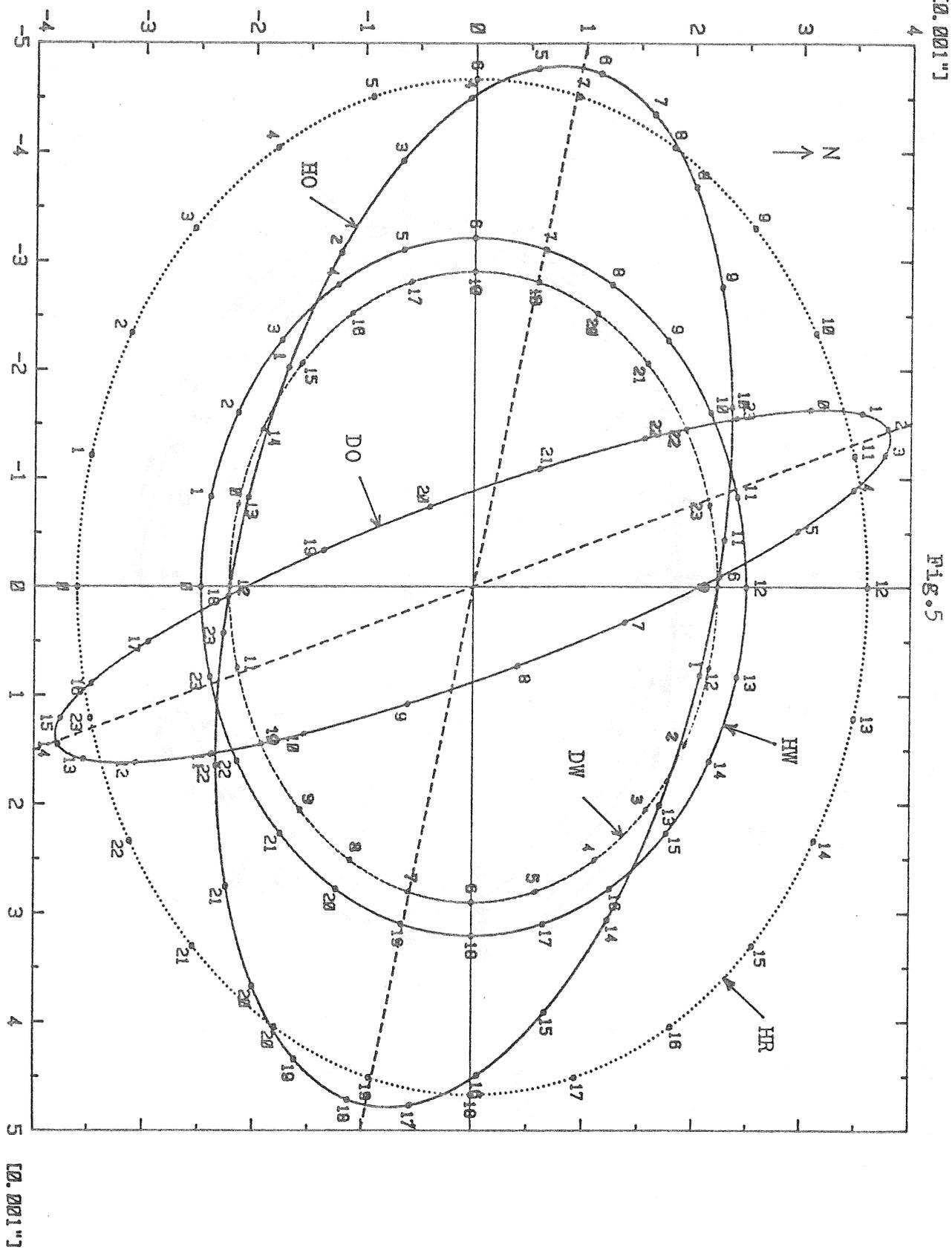
Station JEZERÍ : Observed (corrected for IF and IE) versus theoretical tidal wave M2 (1988 - 1991)



[0.001"]

Fig. 4

Station JEZERKA-1 : Observed (corrected for IF and IE) versus theoretical tidal wave S2 (1986 - 1991)

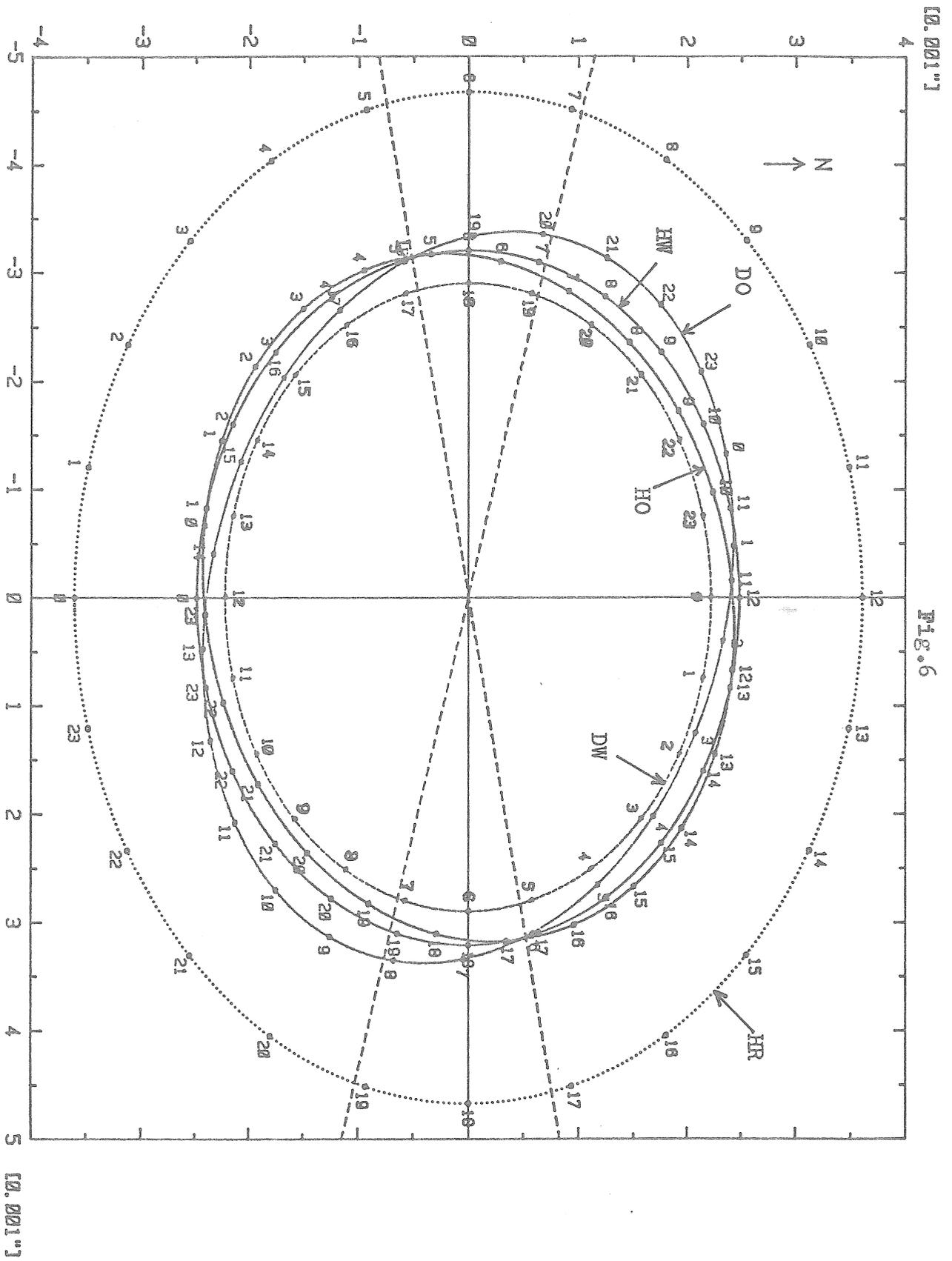


[0.001"]

FIG. 5

Station JEZERKA-2 : Observed (corrected for IF and IE) versus theoretical tidal wave S2 (1987 - 1991)

[0.001"]



Station JEZERI : Observed (corrected for IF and IE) versus theoretical tidal wave S2 (1988 - 1991)

[0.001⁻¹¹]

FIG. 6

[0.001⁻¹¹]

Traduction

Marées océaniques et rotation de la Terre

B.P. Pertsev

Physique de la Terre N° 8 - 1990

Y.D.K. 525.62

On calcule le ralentissement séculaire de la vitesse de rotation de la Terre causé par les marées océaniques. Il a été montré que l'augmentation observée de la durée du jour peut être expliquée par l'effet de freinage des marées océaniques. Les forces de marées de la Lune et du Soleil agissant sur les marées océaniques créent également un effet séculaire sensible par rapport à un axe qui se trouve dans le plan de l'équateur terrestre.

Le calcul du ralentissement séculaire de la vitesse angulaire de la Terre par les marées océaniques peut être obtenu aussi bien par le calcul de la dissipation de l'énergie des ondes de marées que par la détermination du moment des forces luni-solaires agissant sur les ondes de marées de l'océan mondial. La seconde méthode a cet énorme avantage qu'elle n'exige pas la connaissance du mécanisme de transmission du moment de quantité de mouvement. Par conséquent, il n'est pas nécessaire de connaître les vitesses des courants de marées ni les valeurs des coefficients de friction. Dans cette méthode il suffit de connaître les marées océaniques. En effet, dans ce cas nous n'obtenons que l'effet global intégral.

A l'aide des cartes cotidiales de l'océan mondial on peut calculer par intégration numérique suivant la surface des océans le moment de freinage total comme cela a été fait précédemment dans le travail de N.N. Pariiski et autres [1]. Avec les coefficients du second ordre dans la décomposition de la marée océanique en séries de fonctions sphériques, le calcul est sensiblement simplifié. En effet le moment par rapport à l'axe de rotation de la Terre des forces de marées agissant sur un élément de masse des eaux de marées on peut écrire sous la forme suivante

$$dM = \frac{\partial W}{\partial \lambda} H \rho d\sigma, \quad (1)$$

où ρ est la densité de l'eau et $d\sigma$ est l'élément de surface. On peut représenter le potentiel générateur de marées W et la hauteur H de la marée océanique en séries d'ondes sinusoïdales de fréquences identiques. Comme nous l'avons montré en [1, 2], les termes séculaires dans le moment de freinage ne contiennent que

les produits des ondes de même fréquence dans le potentiel générateur de marée et dans la marée océanique. Comme le potentiel des ondes à longue période ne dépend pas de la longitude il suffit d'examiner le cas des ondes diurnes et semi diurnes ayant une expression analytique différente.

1. Ondes semi diurnes.

Pour ce type d'ondes

$$W = kD \cos^2 \varphi \cos (V + 2\lambda),$$

où k est le coefficient d'amplitude de l'onde, D est la constante de Doodson, V est la phase de l'onde à Greenwich, φ et λ sont la latitude et la longitude du point d'observation. On peut représenter la hauteur de la marée océanique pour n'importe quelle onde par

$$H = H(\varphi, \lambda) \cos (V - \psi),$$

où ψ est le retard de phase de l'onde par rapport à la phase à Greenwich. Ainsi en passant à la sphère unitaire, par (1) nous obtiendrons

$$dM = -2kD\rho a^2 \cos^2 \varphi \sin (V + 2\lambda) H \cos (V - \psi) d\sigma.$$

En intégrant sur la sphère, nous aurons

$$M = -2kD\rho a^2 \left[\cos^2 V \int H \cos \psi \cos^2 \varphi \sin 2\lambda d\sigma + \sin^2 V \int H \sin \psi \cos^2 \varphi \cos 2\lambda d\sigma + \sin V \cos V \int H \cos (2\lambda - \psi) \cos^2 \varphi d\sigma \right].$$

En prenant en considération que $\cos^2 \psi = 1/3 P_2^2(\theta)$ et les valeurs moyennes pour une période

$$\overline{\sin^2 V} = \overline{\cos^2 V} = 1/2, \quad \overline{\sin V \cos V} = 0$$

nous obtiendrons

$$M = -1/3 kD\rho a^2 \left[\int P_2^2(\theta) \sin 2\lambda H \cos \psi d\sigma + \int P_2^2(\theta) \cos 2\lambda H \sin \psi d\sigma \right].$$

Si les composantes de la marée océanique $H \sin \psi$ et $H \cos \psi$ sont représentées par une série de fonctions sphériques

$$A \sin \psi = \sum_n \sum_m (A_n^m \cos m\lambda + B_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\theta),$$

en vertu de l'orthogonalité de ces fonctions nous obtiendrons

$$M = -\frac{16}{5} \pi kD\rho a^2 (A_{2c}^2 + B_{2c}^2). \quad (2)$$

Les indices c et s signifient que les coefficients donnés se rapportent aux décompositions en fonctions sphériques des composantes cosinus et sinus de la marée océanique.

2. Ondes diurnes.

Pour ce type d'ondes

$$W = kD \sin 2\varphi \cos (V + \lambda).$$

En tenant compte de ce que

$$\sin 2\varphi = \frac{2}{3} P_2^1(\theta),$$

on peut exprimer le moment total de la façon suivante :

$$M = -\frac{2}{3} kD \rho a^2 \left[\cos^2 V \int P_2^1(\theta) \sin \lambda H \cos \psi \, d\sigma + \sin^2 V \int P_2^1(\theta) \cos \lambda H \sin \psi \, d\sigma + \sin V \cos V \int P_2^1(\theta) H \cos(\lambda - \psi) \, d\sigma \right].$$

Et la valeur moyenne pour la période du moment de freinage sera

$$M = -\frac{4\pi}{5} kD \rho a^2 (A_{2s} + B_{2c}). \quad (3)$$

Le calcul des moments a été effectué pour les deux cartes cotidales globales : K.T. Bogdanov [3] et E. Schwiderski [4]. Les cartes de Bogdanov sont composées pour les quatre ondes principales : M_2 , S_2 , K_1 et O_1 . Les cartes cotidales globales plus récentes de Schwiderski sont calculées pour neuf ondes principales : à part les quatre ondes principales indiquées on a des cartes pour les ondes de marées N_2 , K_2 , P_1 , Q_1 et l'onde bimensuelle M_f . Ces cartes ont été élaborées sur une grille de 1 degré en tenant compte de l'action réciproque des marées terrestres et océaniques et sont employées universellement à présent pour le calcul des corrections dans les résultats de l'analyse des observations de marées terrestres. Dans la table 1 nous donnons pour ces cartes les valeurs des coefficients A_n et B_n de la décomposition des marées océaniques en séries de fonctions sphériques. Nous ne donnons que les coefficients pour $n = 2$, nécessaires pour le calcul des moments des forces de marées. Etant donné que, dans les cartes des deux auteurs on n'observe pas rigoureusement la loi de conservation des masses, outre la variante de départ on a examiné une seconde variante dans laquelle cette loi est réalisée. Cette variante "compensée" est obtenue par l'introduction de petites corrections proportionnelles aux amplitudes des marées océaniques dans les trapèzes individuels selon lesquels a été partagée la sphère terrestre [5]. Les coefficients donnés dans la table 1 se rapportent à ces cartes compensées. Les moments des forces de marées calculés d'après les formules (2) et (3) sur la base des cartes cotidales de Bogdanov et Schwiderski sont donnés respectivement dans les tables 2 et 3.

Dans la première ligne de la table 2 nous donnons les résultats des calculs faits d'après les cartes cotidales compensées, et dans la seconde d'après les cartes initiales non compensées. Dans la troisième nous donnons les valeurs des moments obtenus par M.V. Kouznetsov [2] d'après les mêmes cartes cotidales globales par intégration numérique sur la surface des océans. Comme on doit l'espérer les résultats des deux méthodes sont voisins. Une petite différence entre la seconde et la troisième lignes s'explique selon toute vraisemblance par le fait que dans nos calculs, outre les cartes globales, nous avons utilisé les cartes cotidales des mers séparées. En outre, une certaine différence dans les données cotidales de départ peut résulter de la division différente de la sphère terrestre en trapèzes sphériques élémentaires. Dans les cartes globales de Schwiderski une petite perturbation de la loi de conservation des masses est inhérente. Il en résulte que les moments des forces de marées calculés selon les deux variantes des données de marées, de départ et compensée, diffèrent de moins de 1%. C'est pourquoi nous ne donnons dans la table 3 que les résultats des calculs faits d'après les cartes compensées. Ces résultats sont en bonne concordance avec les résultats des calculs des moments des forces de marées faits par Schwiderski pour dix ondes principales [6].

Comme l'a montré N. Sekiguchi [7] il faut introduire dans les valeurs ainsi calculées du moment de freinage, le facteur $(1 + k'_2)$ tenant compte de l'effet de la déformation de la Terre par les marées océaniques. Conformément à nos calculs faits sur la base du modèle terrestre n° 508 de Gilbert et Dziewonski [8], $k'_2 = -0,309$ et par conséquent $1 + k'_2 = 0,691$. Ainsi les valeurs données dans les tables 2 et 3 des moments doivent être diminuées de 30%. Cependant, dans ce cas, le moment de freinage total calculé d'après les cartes de Bogdanov reste sensiblement plus grand que nécessaire pour expliquer le ralentissement de la rotation de la Terre obtenu par les observations astronomiques. Conformément à ces dernières, l'augmentation de la durée des jours pour la période de l'an 700 jusqu'à 1000 de notre ère était de 2,4 ms/siècle et pour les 1000 dernières années de 1,4 ms/siècle [9]. Le moment de freinage total des forces de marées donné dans la table 2 donne un allongement de 2,6 ms/siècle (en tenant compte de l'effet de fléchissement de la surface de la Terre sous la charge des eaux de marées). Comme on le constate par la table 3, le moment total calculé d'après les cartes cotidales de Schwiderski pour huit ondes principales de la marée luni-solaire était de 30% moindre que le moment calculé d'après les cartes de Bogdanov. Dans ce cas, la durée des jours doit être augmenté à cause de l'effet de freinage des forces de marées de 1,8 ms/siècle. Cela est également un peu plus élevé que la valeur observée. Cependant la diminution séculaire découverte ces dernières années de la valeur du second harmonique zonal dans le champ de gravitation terrestre [9] doit provoquer une certaine accélération de la rotation. Alors l'effet de freinage de l'océan et l'effet d'accélération résultant de la diminution de l'harmonique zonal donnent au total une augmentation de la durée des jours de 1,34 ms/siècle. Cette valeur concorde bien avec les données des observations astronomiques.

En ce qui concerne les influences des marées terrestres sur le ralentissement de la vitesse de rotation de la Terre il est difficile de faire une estimation sûre de cet effet à présent à cause de la précision insuffisante avec laquelle on détermine le retard de phase par les observations des marées de la pesanteur, même en tenant compte de tous les effets directs et indirects perturbateurs. Il suffit de dire que pour expliquer le ralentissement séculaire observé de la rotation de la Terre par une influence unique des marées terrestre il faudrait un retard de phase de la marée gravimétrique semi diurne total de $0,6^\circ$ [1]. Par les observations actuelles on peut déterminer uniquement une limite supérieure du retard de phases $\Delta\psi$. On peut assurer avec sûreté que pour les ondes semi diurnes $|\Delta\psi| < 0,1^\circ$. Cependant conformément aux calculs théoriques [10] le retard de phase doit être sensiblement plus petit que la valeur indiquée.

Il convient de noter que les forces de marées luni solaires agissant sur les marées océaniques créent un moment séculaire aussi par rapport à un axe se trouvant dans le plan de l'équateur terrestre. Dans ce cas, les forces de marées agissant sur l'élément de masse des eaux de marées de coordonnées φ et λ créent un moment par rapport à un axe se trouvant dans le plan de l'équateur et dont la longitude λ_0 apparait dans

$$dM = \left[\sin(\lambda - \lambda_0) \frac{\partial W}{\partial \varphi} - \operatorname{tg} \varphi \cos(\lambda - \lambda_0) \frac{\partial W}{\partial \lambda} \right] H \rho a^2 d\sigma.$$

Les moments totaux par rapport à cet axe des forces de marées à longue période, diurnes et semi diurnes, sont obtenus de façon analogue aux moments par rapport à l'axe de rotation et on peut les écrire à partir des coefficients de la décomposition de la marée océanique sous la forme suivante

$$M_{nc} = \frac{4\pi}{5} k D \rho a^2 [(A_{2c} - B_{2c}') \sin \lambda_0 + (A_{2c}' + B_{2c}') \cos \lambda_0],$$

$$M_c = \frac{4\pi}{5} k D \rho a^2 [(A_{2c} - 2A_{2c}^2 + 2B_{2c}^2) \sin \lambda_0 + (A_{2c} + 2A_{2c}^2 + 2B_{2c}^2) \cos \lambda_0],$$

$$M_n = \frac{6\pi}{5} k D \rho a^2 (A_{2c}' \sin \lambda_0 - B_{2c}' \cos \lambda_0).$$

Nous donnons dans la table 4 les apports des groupes d'ondes séparés dans le moment total. Etant donné la petitesse de l'amplitude, l'onde bimensuelle Mf donne un effet insignifiant. Comme on le constate par la table, le moment total d'après les neuf ondes des cartes cotidiales de Schwiderski atteint (en tenant compte du fléchissement de la surface de la Terre) $1,2 \cdot 10^{23}$ dyne cm (*) par rapport à l'axe $\lambda = 116^\circ$ W, ce qui correspond à 30% du moment par rapport à l'axe de rotation. Cependant ce moment d'influence sensible ne s'exerce pas sur le vecteur vitesse angulaire de la Terre.

(*) 10^{23} dyne cm (erg) = 10^{16} joule.

Table 1

Coefficients de décomposition des marées océaniques en séries en fonctions sphériques (cartes de E. Schwiderski).

Coefficients	Onde			
	M_2	S_2	N_2	K_2
A_{2s}^1	-0.6618	-0.2394	-0.1257	-0.0888
B_{2s}^1	0.8517	-0.0038	0.0995	-0.0247
A_{2s}^2	2.2002	0.8018	0.5121	0.2446
A_{2r}^1	-1.4778	-0.3173	-0.4849	-0.0737
B_{2r}^1	-0.6696	-0.9399	0.2736	-0.2637
B_{2r}^2	1.6718	0.4902	0.5307	0.1233
	O_1	K_1	P_1	Q_1
A_{2s}	-0.5550	-0.5577	-0.2010	-0.1762
A_{2s}^1	0.7136	1.0875	0.3356	0.1297
A_{2s}^2	-0.2495	-0.0493	-0.0235	-0.0653
B_{2s}^2	-0.6106	-1.1156	-0.3205	-0.0958
A_{2r}	0.7741	-0.8348	-0.2819	0.0961
B_{2r}^1	2.5946	2.9148	0.9382	0.6150
A_{2r}^2	0.5504	0.7864	0.2764	0.0923
B_{2r}^2	-0.1820	-0.1153	-0.0302	-0.0177

Table 2

Moments des forces de marées $M \cdot 10^{23}$ dyne cm (cartes de K.T. Bogdanov)

M_2	S_2	K_1	O_1	Σ
-7.00	-0.94	-0.18	-0.07	-8.19
-7.18	-0.94	-0.20	-0.08	-8.40
-7.29	-0.98	-0.15	+0.13	-8.29

Table 3

Moments des forces de marées $M \cdot 10^{23}$ dyne cm
(cartes de E. Schwiderski)

M_2	S_2	K_1	O_1	Σ
-3,86	-0,60	-0,58	-0,34	-5,38
N_2	K_2	P_1	Q_1	Σ
-0,20	-0,05	-0,06	-0,01 Итого	-0,32 -5,70

Table 4

Moments des forces de marées par rapport à l'axe se trouvant dans le plan de l'équateur (cartes de E. Schwiderski)

	$M \cdot 10^{23}$	λ° , W
Ondes semi diurnes	0,802	126,2
Ondes diurnes	0,961	108,1
Ondes bimensuelles	0,003	121,2
	× 1,744	116,3
	<u>0,691</u>	116,3° W
	1,205	

Nous noterons également que les moments des forces de marées peuvent évidemment influencer non seulement le mouvement de toute la Terre mais aussi exercer un effet sur les déplacements individuels de plaques lithosphériques. Cependant pour étudier ce problème il ne suffit pas de connaître l'effet intégral.

J'exprime ma profonde reconnaissance à M.V. Ivanova pour son aide dans les calculs.

BIBLIOGRAPHIE

1. *Парийский Н. Н., Кузнецов М. В., Кузнецова Л. В.* О влиянии океанических приливов на вековое замедление вращения Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 2. С. 3-12.
2. *Кузнецов М. В.* Расчет векового замедления вращения Земли по современным котидальным картам // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 12. С. 3-11.
3. *Богданов К. Т.* Приливы Мирового океана // М.: Наука, 1975. С. 109.
4. *Schwiderski E.* On charting global ocean tides // Rev. Geophys. Space Phys. 1980. V. 18. № 1. P. 243-268.
5. *Перцев Б. П.* Влияние морских приливов ближних зон на земноприливные наблюдения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 1. С. 13-22.
6. *Melchior P.* Les interactions des marées terrestres et des marées océaniques // Ann. Geophys. 1981. T. 37. fasc. 1. P. 189-198.
7. *Sekiguchi N.* Effects of the short period oceanic tides on the rotation of the deformable Earth // Publ. Astron. Soc. Japan. 1952. V. 4. № 3. P. 139-143.
8. *Перцев Б. П., Иванова М. В.* Расчет нагрузочных чисел Лява для земной модели 508 Гильберта и Дзивонского // Изучение земных приливов. М.: Наука 1980. С. 42-47.
9. Final Report of IAG S. S. G. 5.99 «Tidal Friction and the Earth's Rotation» co the XIX General Assembly of IUGG. Vancouver, 1987.
10. *Жарков В. Н., Молоденский С. М.* О поправках за динамический модуль сдвига для чисел Лява // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 5. С. 17-20.

Traduction

Paramètres des déformations de marées à
Djerino d'après les résultats
de 19 années d'observations

V. Y. Starkov, L.A. Latinina, R.M. Karmalieva,
S.D. Rissaieva, E.Ya. Starkova, B. Mardonov.

Académie des Sciences du Tadjikistan
Institut de Physique Terrestre de l'A. Sc. URSS.

Prévision des tremblements de Terre N° 8 pp 65-77 - 1988

La station géophysique de Djerino est située sur la rive gauche du fleuve Varsob à 30 km au nord de Douchanbe. La station est située dans une région séismiquement active et le but principal des observations déformographiques est l'étude des déformations locales de la surface et leur relation avec la sismicité. La galerie dans laquelle se font les observations passe le long de la fracture tectonique de Kondara orientée NW - SE et dont l'angle de pente est d'environ 90°. Les sections latérales de la galerie coupent les infractuosités tectoniques (fig. 1). Ceci étant la station constitue un des points les plus intéressants d'observation des mouvements lents de la surface de la Terre.

Les observations déformographiques sont continues depuis la fin de décembre 1964, avec trois déformographes en quartz. L'un des déformographes d'une longueur de 18,5 m est installé le long du puits de la galerie (N°1) les deux autres, d'une longueur de 19,0 m (N°2) et 15,5 m (N°3) le long de la galerie transversale. Nous donnons dans ce travail les résultats de 19 années d'observations. Pour interpréter la composante séculaire de la déformation aux points d'observations on a fait la réduction continue de toute l'information obtenue. Les ordonnées manquantes ont été rétablies soit par le calcul en utilisant l'enregistrement précédent ou suivant d'un appareil (N° 1) soit par le rétablissement des ordonnées manquantes à l'aide de l'appareil parallèle (N°2.3). L'analyse des déformations de marées publiée précédemment a été faite pour les divers intervalles de temps présentant un intérêt [1.2].

L'analyse avait initialement pour but de préciser les coefficients d'échelle des déformographes qui sont contrôlés par magnétostriktion deux fois par jour.

L'alimentation se fait par une batterie mais, par suite du contrôle insuffisamment rigide pour la valeur du courant la diminution de l'amplitude des déplacements de calibration n'a pas toujours représenté une variation propre de la sensibilité du système. La comparaison des amplitudes des ondes de marées avec les variations des déplacements de calibration sur tous les déformographes a permis de rejeter les déplacements de calibration qui ne correspondaient pas aux valeurs propres de sensibilité des déformographes.

L'analyse harmonique a été faite par la méthode de Pertsev sur ordinateur M.4030 avec le programme de M.V. Kramer et un déplacement du jour central d'un jour. Il est d'un grand intérêt d'étudier la stabilité temporelle des amplitudes des ondes de marées puisque ces dernières dépendent des paramètres élastiques du milieu. Dans une série de travaux, des auteurs ont noté des variations dans les amplitudes des ondes des marées terrestres avant les forts tremblements de terre proches [2].

La station de Djerino est située dans une région correspondant à une zone de force 9 mais pendant la période de 1965 à 1983 il n'y a eu qu'un seul tremblement de Terre avec $K = 13$ ($M = 4,5$, $\Delta = 20$ km, $h = 10$ km) qui se fait remarquer par une variation de l'amplitude de l'onde M_2 pour 1,5 à 0,5 mois avant le tremblement de terre [2].

La table 1 donne les valeurs moyennes annuelles des amplitudes et des phases des deux ondes principales M_2 et O_1 pour les deux appareils. Les valeurs moyennes annuelles A et $\Delta\psi$ ont été calculées à partir de 10 à 11 analyses de séries indépendantes. En tant que valeurs indépendantes de A et $\Delta\psi$ on a pris les moyennes des valeurs voisines de la série indépendante. L'erreur quadratique moyenne a été calculée d'après la formule

$$\epsilon_{\text{moy}} = \pm \sqrt{\sum \epsilon_i^2 / n(n-1)}$$

Nous donnons ici les valeurs théoriques des amplitudes calculées pour le site d'observation avec les valeurs des paramètres élastiques $h = 0,61$, $l = 0,083$. Dans la direction parallèle à la fracture, les amplitudes observées sont voisines des valeurs normales. La divergence maximale entre les valeurs moyennes des amplitudes pour un an est de 15%. Dans la direction perpendiculaire à la fracture l'amplitude de l'onde de marée semi-diurne M_2 est de 45% et de l'onde de marée diurne O_1 dépasse de 100% leur valeur normale. Les variations des valeurs annuelles des amplitudes des ondes de marées sont données sur la figure 2. La question se pose de savoir à quoi sont liées les variations des amplitudes annuelles des ondes de marées qui dépassent d'un ordre de grandeur les erreurs de leurs déterminations.

Pour résoudre cette question nous examinerons l'allure des déformations linéaires aux points d'observations pour toute la période étudiée (fig. 3) Chaque point de la courbe représente la valeur cumulée de la déformation pour un an, l'allure saisonnière étant exclue. Les mouvements les plus intenses se produisent dans

la direction S 15° W. Nous représentons dans la partie inférieure de la figure les variations de la vitesse des déformations pour cette période. Un changement de signe des déformations s'est produit après 1969 avec une augmentation simultanée de la vitesse qui atteint sa valeur maximale en 1973-74. La période de 1974 à 1976 se caractérise par une diminution de la vitesse jusqu'à $1,5 \times 10^{-6}$ avec signe constant. Depuis 1977 la contraction de la roche s'est changée en une extension avec une vitesse d'environ 1×10^{-6} /an. En 1983 on a noté à nouveau une augmentation de la vitesse d'extension de 2×10^{-6} /an. Nous examinerons alors comment ont variés les paramètres sismiques pour cette période dans la région de l'Asie Centrale. A partir de 1969 la quantité de tremblements de terre augmente à toutes les profondeurs. Pour la période de 1972 à 74 on remarque une réorganisation du champ des tensions tectoniques aux foyers des tremblements de terre [4,5]. Pour la période de 1973 à 74 on a noté des valeurs anormalement basses des amplitudes des ondes de marées. Avec le début de 1974 se manifeste une série de tremblements de terre avec $M \geq 6,5$ dont les foyers sont rapportés aux fractures du système de Hissaro-Kokchaaliskii et Iliaskii. L'allure des déformations horizontales à la station de Djerino reflète ainsi le processus d'accumulation graduelle, au cours de quelques années, de tensions d'un signe déterminé.

La concordance de tous les paramètres du régime sismique [4, 5] permet de supposer que la variation du champ de déformation enregistrée à la station de Djerino reflète les particularités du processus tectonique de la région. Tenant compte de ce qui a été proposé plus haut, il faut par analogie, supposer que l'augmentation de la vitesse de déformation en 1983 et le changement de signe peuvent être le début du processus d'accumulation de ces tensions qui conduit à une augmentation de l'activité sismique. Plus long sera le processus d'accumulation des tensions plus intensivement se produira leur décharge.

Il est évident que les variations des amplitudes des ondes de marées M_2 et O_1 sur un intervalle de 19 années s'expliquent par la variation de la tension des masses rocheuses. Comme il résulte de la fig. 3, de 1969 à 1973 il se produit une compression intense, les roches morcelées dans la zone de la fracture se consolident, l'élasticité effective des roches s'accroît. C'est pourquoi les tensions de marées (qui ne changent pas sensiblement) provoquent dans la zone devenant plus rigide une déformation de marée d'amplitude plus petite. Dans la période de 1977 à 1983 se caractérisant par une extension de la roche, la zone de la fracture devient plus friable, les modules d'élasticité décroissent et aux mêmes tensions de marées correspondent des amplitudes plus importantes des ondes de marées.

Influence de la fracture sur les amplitudes
des ondes de marées

L'étude de la répartition des tensions dans les différentes zones présente un grand intérêt aussi bien pour les prévisions que les propriétés de stabilité et élastiques des roches. L'un des indicateurs de variation des propriétés des roches peut être constitué par les ondes de marée dont les amplitudes au site d'observations dépendent linéairement des constantes élastiques (h , k , l).

Nous examinons ici le caractère de répartition des déformations horizontales dans une partie de la fracture de Kondara coupée par la galerie avec deux groupes de déformographes.

Déjà dans les premiers travaux [1, 2] on a noté d'après l'analyse des déformations de marées de la station de Djerino que les amplitudes des ondes de marées enregistrées par les appareils qui coupent la ligne de la fracture tectonique ne sont pas normales.

La figure 4 présente l'allure des déformations d'après les appareils N° 1,2.2-2.3 et 1.1 pour la période du 26/9/1975 au 1/1/1984.

On voit clairement sur la figure l'allure saisonnière des déformations déterminées par les précipitations atmosphériques. Dans la période de fonte des neiges et de la chute des pluies de printemps, de février à avril il se produit une compression intense de la roche et les 4 à 5 mois suivants sa dilatation. Au moment de la pluie et 1 à 2 jours après on observe une dilatation de la masse rocheuse et ensuite au cours de 2 à 3 semaines se produit une compression de la roche plus grande que la dilatation précédente. La dilatation initiale de la roche est la conséquence de l'augmentation de la pression de l'eau. L'amplitude de l'allure saisonnière pour l'appareil 2.3 dépasse de 10% l'amplitude enregistrée par l'appareil 2.2. Ainsi on note d'après les données des observations de plusieurs années un affaiblissement de l'influence perturbatrice aussi bien des déformations de marées et saisonnières lorsqu'on s'éloigne de la fracture.

La figure 1 montre le plan de la galerie de Djerino sur laquelle sont indiquées les fractures coupant les sections latérales. La plus nettement exprimée de celle-ci est proche de la galerie principale. Comme on le voit sur la figure, trois fractures coupent la 1ère et la 2ème sections. Il faut noter que l'angle de pente de la première et de la deuxième fracture est d'environ 90°. En quatre mois en 1975-1976 on a réalisé l'enregistrement des déformations en deux points de l'appareil 2.2. Un enregistrement supplémentaire par l'appareil 2.4 a été organisé sur la base de l'étalon de longueur (lunettes en quartz) de l'appareil 2.2. La base de l'appareil 2.4 (distance depuis le socle d'appui jusqu'à l'installation d'enregistrement) est de 5,3 m. Le

but de l'expérience a résidé dans la détermination du caractère des variations des amplitudes des déformations de marées près de la fracture tectonique et de la précision de la zone d'influence de la perturbation de fracture. Si l'élasticité effective immédiatement dans la partie active de la perturbation tectonique de fracture est beaucoup plus faible que dans les roches les contenant alors lors de la diminution de la base de l'appareil coupant la ligne de perturbation de fracture, les amplitudes des ondes de marées enregistrées par un déformographe court croîtront jusqu'à une certaine valeur maximale déterminée par les paramètres de la fracture. Cependant l'analyse des résultats des déformographes 2.2 et 2.4 a montré l'identité dans les limites des erreurs de mesures des amplitudes de l'onde principale M_2 (table 2). De ceci on a tiré la conclusion d'une influence régulière de la zone de fracture sur les amplitudes des ondes de marées. Lors d'une recherche complémentaire de géologie d'une partie de la seconde fracture, il est apparu qu'il n'y a que deux failles tectoniques qui sont coupées par le déformographe court 2.4, la troisième apparaissait entre les équipements d'enregistrement. C'est pourquoi les données expérimentales ne sont pas sûres.

Dans le développement des recherches dans la première faille on a monté trois déformographes parallèles avec des bases atteignant 10 m qui traversaient les fentes tectoniques principales.

La figure 4 montre l'allure des déformations linéaires de 1982 à 1983 d'après les appareils 1.1 et 1.2. Tous les appareils ont enregistré avec une sécurité suffisante les processus périodiques de marées luni-solaires et également les déformations anormales provoquées par les précipitations atmosphériques telles que la pluie, la neige et les neiges fondantes qui s'écoulent dans la zone de la perturbation tectonique. Il convient de noter que les déformographes fonctionnent sans étalonneurs et que la réduction a été faite avec une sensibilité égale à 8.2×10^{-9} 1/mm.

Il résulte que l'amplitude de l'onde saisonnière des déformations dans la première faille est de 13% plus grande que sa valeur enregistrée dans la seconde faille par l'appareil 2.3. On observe la même inégalité dans les amplitudes des ondes de marées.

L'amplitude de la déformation de marée M_2 dans la première faille est de 15% plus grande pour l'appareil 1.3 que dans la seconde faille pour l'appareil 2.3 et de 30% plus grande que d'après les indications 2.2.

La concordance interne des valeurs mesurées des paramètres de marées dans la première faille est un peu moins bonne que d'après les mesures des mêmes paramètres dans la seconde faille. L'écart quadratique moyen de ϵ pour l'amplitude de l'onde de marée M_2 dans la seconde faille était de l'ordre de 1.5%. La plus faible précision des mesures dans la première faille s'explique par de mauvaises conditions de thermostatisation et par conséquent par une plus grande influence des bruits sur les paramètres étudiés. Toutefois de la comparaison des résultats pour l'onde M_2

il résulte que la différence entre les amplitudes dans la seconde faille sur des bases de 19 m et 15,5 m dépasse de 10 fois l'erreur de mesure et entre les valeurs des amplitudes de cette onde sur la base de 19 m dans la seconde faille et dans la première de 10 m dépasse de 20 fois l'erreur d'une mesure isolée. Il s'ensuit que les roches directement contiguës à la perturbation de fracture possèdent une plus grande flexibilité aux effets extérieurs.

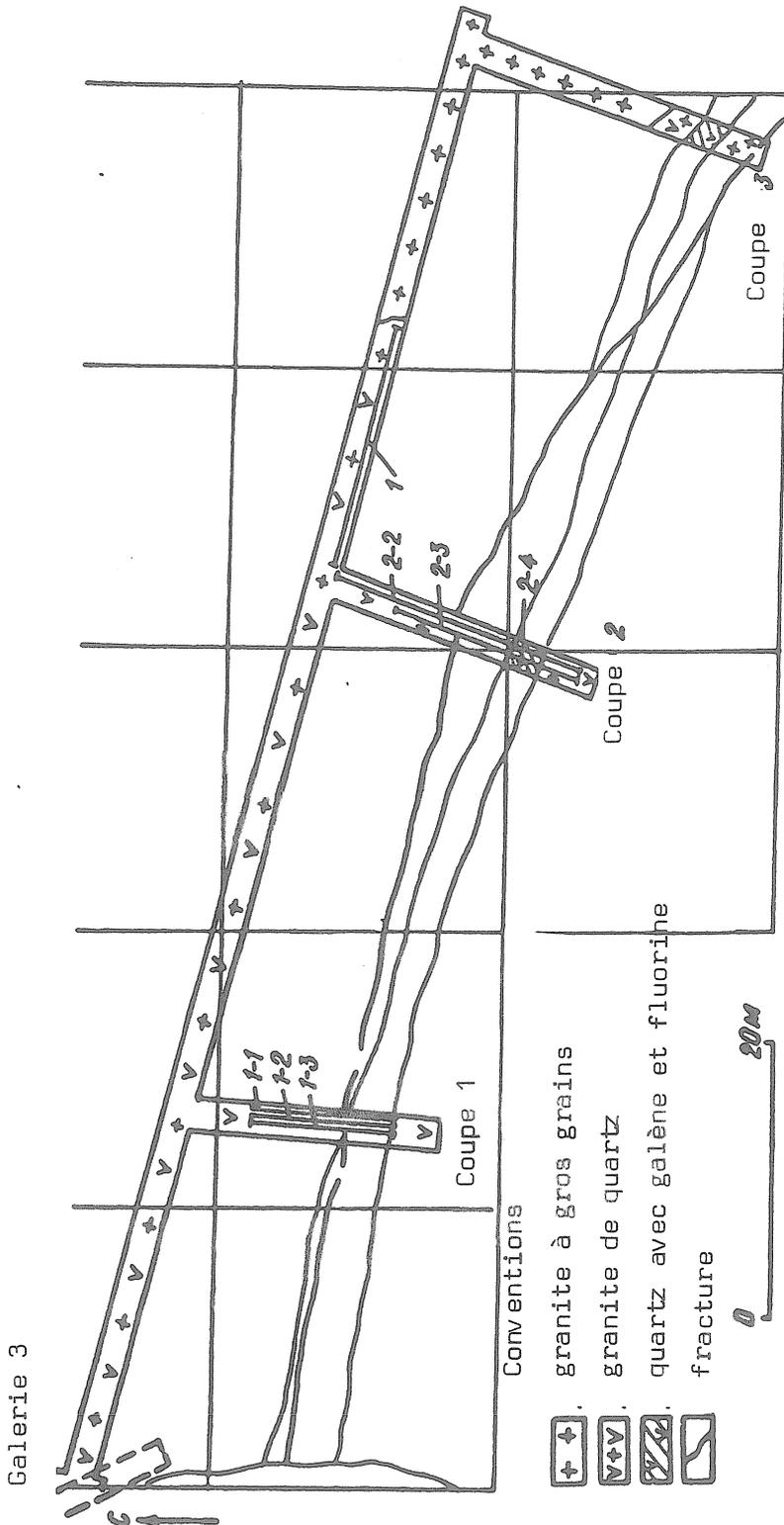


Figure 1. Plan de la galerie et schéma de l'installation des déformographes à la station de Djerino.

Table 1.

Facteur d'amplitude $A \times 10^{-9}$ et déphasage $\Delta\psi$, station de Djerino

Année	Nombre d'Analyses	Direction E 15° S							
		AM_2		$\Delta\psi M_2$		AO_1		$\Delta\psi O_1$	
1965	11	3,02	± 0,23	-14,18	± 2,43	8,16	± 0,60	0,13	± 3,23
1966	7	2,77	± 0,21	-14,19	± 2,34	8,14	± 0,43	7,22	± 2,54
1967	11	3,03	± 0,06	-9,10	± 1,57	7,55	± 0,37	6,16	± 2,73
1968	7	3,41	± 0,19	-12,17	± 0,94	7,92	± 0,63	7,20	± 2,74
1969	8	2,74	± 0,44	-9,87	± 1,86	6,58	± 0,56	0,47	± 2,63
1970	8	2,42	± 0,07	-8,97	± 1,07	5,63	± 0,25	3,24	± 3,07
1971	10	2,35	± 0,07	-7,69	± 1,29	6,03	± 0,19	6,14	± 1,83
1972	9	2,34	± 0,11	-9,56	± 1,29	5,80	± 0,38	6,06	± 1,56
1973	9	2,18	± 0,12	-7,04	± 1,56	5,54	± 0,42	7,58	± 2,39
1974	10	2,31	± 0,05	-9,00	± 0,93	5,41	± 0,97	6,00	± 2,12
1975	10	2,47	± 0,17	-7,07	± 1,28	6,05	± 0,41	6,44	± 1,65
1976	10	3,23	± 0,07	-9,42	± 0,96	7,42	± 0,46	4,01	± 2,82
1977	11	3,20	± 0,08	-9,34	± 0,35	7,56	± 0,46	4,72	± 2,92
1978	9	3,07	± 0,09	-11,09	± 0,81	7,64	± 0,58	0,07	± 3,23
1979	10	3,18	± 0,13	-8,87	± 0,97	8,26	± 0,69	5,88	± 2,76
1980	9	3,08	± 0,09	-11,04	± 0,89	7,78	± 0,42	2,31	± 2,96
1981	11	3,50	± 0,10	-11,43	± 1,01	8,20	± 0,42	3,28	± 3,21
1982	10	3,05	± 0,12	-7,63	± 0,91	6,93	± 0,23	0,92	± 2,92
1983	10	3,22	± 0,12	-9,50	± 0,87	7,18	± 0,47	3,69	± 2,16
Moyenne		2,87	± 0,09	-9,85	± 0,48	7,04	± 0,23	4,24	± 0,60
Théorie		7,00 ÷ 0,7				7,3			

Année	Nombre d'Analyses	Direction S 15° W							
		AM_2		$\Delta\psi M_2$		AO_1		$\Delta\psi O_1$	
1965	10	18,52	± 0,24	12,33	± 4,17	10,50	± 0,49	-22,17	± 2,44
1966	7	19,32	± 0,17	14,68	± 0,85	11,11	± 0,49	-19,97	± 4,77
1967	11	19,70	± 0,19	15,97	± 0,65	11,24	± 0,45	-22,74	± 1,58
1968	7	18,63	± 0,63	15,29	± 0,87	11,00	± 0,85	-24,82	± 4,03
1969	8	18,22	± 0,24	14,18	± 0,68	10,21	± 0,34	-22,17	± 3,18
1970	8	18,09	± 0,10	14,76	± 0,37	10,07	± 0,17	-25,54	± 1,48
1971	10	18,18	± 0,15	14,24	± 0,24	9,97	± 0,24	-24,08	± 0,99
1972	10	18,59	± 0,25	15,23	± 0,64	10,62	± 0,63	-21,37	± 3,01
1973	9	19,24	± 0,32	14,85	± 0,59	10,62	± 0,38	-21,05	± 1,43
1974	6	18,23	± 0,16	15,14	± 0,65	9,66	± 0,37	-19,01	± 1,29
1975	7	18,88	± 0,35	14,62	± 0,31	10,81	± 0,39	-22,65	± 1,68
1976	10	20,40	± 0,07	14,43	± 0,34	11,12	± 0,40	-22,93	± 1,77
1977	11	20,34	± 0,07	14,97	± 0,32	10,95	± 0,27	-24,05	± 1,29
1978	9	20,27	± 0,14	12,26	± 1,14	10,87	± 0,32	-24,45	± 2,43
1979	10	19,89	± 0,14	14,65	± 0,43	11,03	± 0,29	-22,55	± 1,64
1980	9	20,22	± 0,05	13,55	± 0,46	10,59	± 0,37	-23,46	± 1,79
1981	11	19,92	± 0,18	14,31	± 0,67	10,87	± 0,38	-21,11	± 2,40
1982	10	20,00	± 0,19	15,24	± 0,36	10,66	± 0,28	-22,34	± 1,29
1983	10	20,47	± 0,20	13,87	± 0,34	11,02	± 0,40	-24,24	± 1,47
Moyenne		19,37	± 0,20	14,45	± 0,22	10,65	± 0,10	-22,67	± 0,38
Théorie		14,5				5,7			

Table 2.

Amplitudes $A \cdot 10^{-9}$ et déphasages

N° des appareils	Base de l'appareil	Année	Nombre d'analyses	Amplitudes									
				M_1	M_2	M_3	M_4						
1-1	10,0 M	1962	10	26,30	$\pm 0,30$	13,07	$\pm 0,23$	4,82	$\pm 0,13$	9,64	$\pm 0,50$	9,31	$\pm 0,44$
1-2	10,0 M	1963	11	27,10	$\pm 0,31$	13,74	$\pm 0,29$	5,84	$\pm 0,34$	10,88	$\pm 1,12$	11,24	$\pm 1,08$
		1962	10	26,44	$\pm 0,25$	13,42	$\pm 0,27$	4,82	$\pm 0,18$	9,53	$\pm 0,55$	9,40	$\pm 0,44$
1-3	10,0 M	1963	11	27,24	$\pm 0,29$	14,02	$\pm 0,31$	6,06	$\pm 0,34$	10,92	$\pm 1,12$	11,42	$\pm 1,11$
		1962	10	25,92	$\pm 0,38$	12,81	$\pm 0,22$	4,97	$\pm 0,24$	9,36	$\pm 0,54$	9,20	$\pm 0,41$
		1963	11	27,06	$\pm 0,34$	13,78	$\pm 0,32$	5,96	$\pm 0,33$	10,71	$\pm 1,05$	11,00	$\pm 1,01$
2-3	15,5 M	1962	10	23,02	$\pm 0,18$	10,37	$\pm 0,16$	4,55	$\pm 0,15$	12,29	$\pm 0,30$	11,19	$\pm 0,16$
		1963	10	23,11	$\pm 0,08$	10,48	$\pm 0,18$	4,67	$\pm 0,20$	12,72	$\pm 0,43$	11,68	$\pm 0,15$
2-2	19,0 M	1962	10	20,00	$\pm 0,19$	9,20	$\pm 0,12$	3,94	$\pm 0,07$	10,66	$\pm 0,28$	9,77	$\pm 0,14$
		1963	10	20,47	$\pm 0,20$	9,33	$\pm 0,12$	3,96	$\pm 0,06$	11,02	$\pm 0,40$	10,07	$\pm 0,20$
2-4	5,3 M	1975											
		1976	3	20,50	$\pm 0,60$	9,9	$\pm 1,10$	3,1	$\pm 0,8$	9,2	$\pm 0,5$	7,4	$\pm 0,6$
Déphasages													
1-1	10,0 M	1962	10	6,06	$\pm 0,77$	8,99	$\pm 1,88$	10,50	$\pm 6,70$	17,76	$\pm 2,32$	12,64	$\pm 3,03$
		1963	11	5,40	$\pm 1,04$	8,61	$\pm 2,72$	5,08	$\pm 3,03$	19,33	$\pm 2,65$	14,41	$\pm 1,52$
1-2	10,0 M	1962	10	5,82	$\pm 0,71$	9,77	1,90	11,89	$\pm 6,45$	14,36	$\pm 2,50$	11,57	$\pm 3,39$
		1963	11	5,23	$\pm 1,04$	8,20	$\pm 2,77$	3,50	$\pm 2,77$	18,25	$\pm 4,72$	14,34	$\pm 4,05$
1-3	10,0 M	1962	10	5,56	$\pm 0,78$	9,02	$\pm 2,10$	9,79	$\pm 6,78$	14,13	$\pm 2,28$	10,14	$\pm 3,18$
		1963	11	4,90	$\pm 0,99$	7,81	$\pm 2,71$	2,28	$\pm 2,42$	18,70	$\pm 4,36$	14,28	$\pm 1,34$
2-3	15,5 M	1962	10	14,37	$\pm 0,44$	15,86	$\pm 0,92$	16,32	$\pm 0,83$	21,32	$\pm 1,37$	16,77	$\pm 1,11$
		1963	10	13,51	$\pm 0,40$	13,88	$\pm 1,39$	14,90	$\pm 2,01$	23,24	$\pm 1,57$	14,67	$\pm 1,09$
2-2	18,0 M	1962	10	15,24	$\pm 0,36$	17,13	$\pm 1,16$	16,17	$\pm 1,17$	12,34	$\pm 1,29$	17,40	$\pm 1,21$
		1963	10	13,87	$\pm 0,34$	15,37	$\pm 1,21$	14,30	$\pm 1,24$	14,24	$\pm 1,47$	15,97	$\pm 1,08$
2-4	5,3 M	1975											
		1976	3	14,49	$\pm 2,30$	27,23	$\pm 3,70$	9,15	$\pm 4,81$	20,21	$\pm 0,36$	14,93	$\pm 2,09$

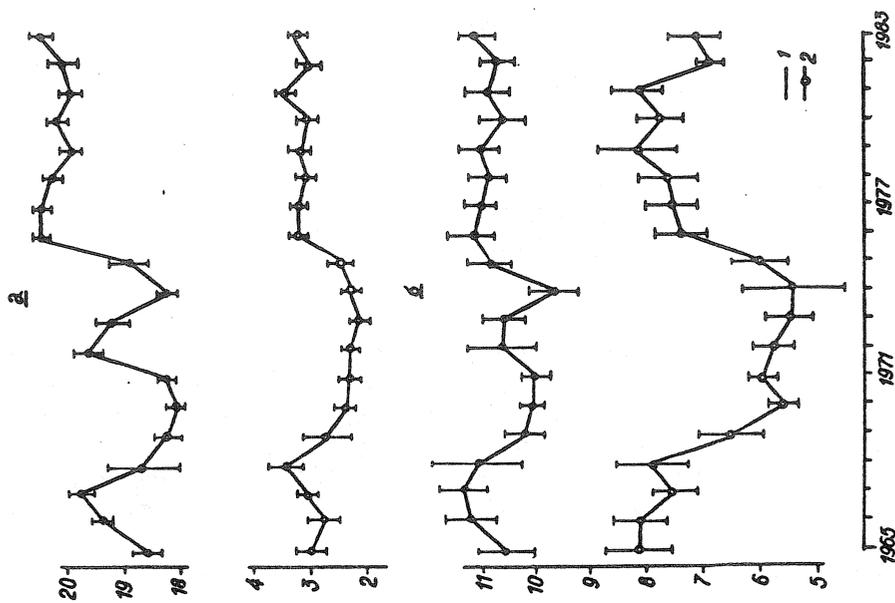


Figure 2. Variation des valeurs moyennes annuelles des amplitudes (A x 10⁻⁹) à la station de Djerino pour 1965 à 1983 pour l'onde M2 (a) et pour l'onde M1 (b); 1 - dans la direction normale à la fracture; 2 - parallèlement à la fracture.

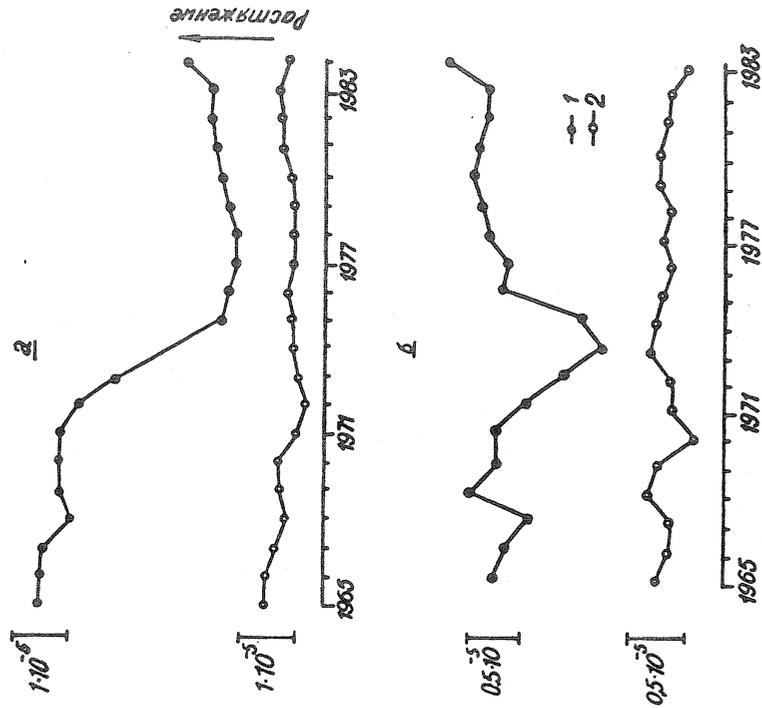


Figure 3. Variation de la déformation de la surface de la Terre (a) et variation de la vitesse annuelle des déformations (b) à la station de Djerino pour 1965 à 1983 - 1 - dans la direction normale à la fracture; 2 - parallèlement à la fracture.

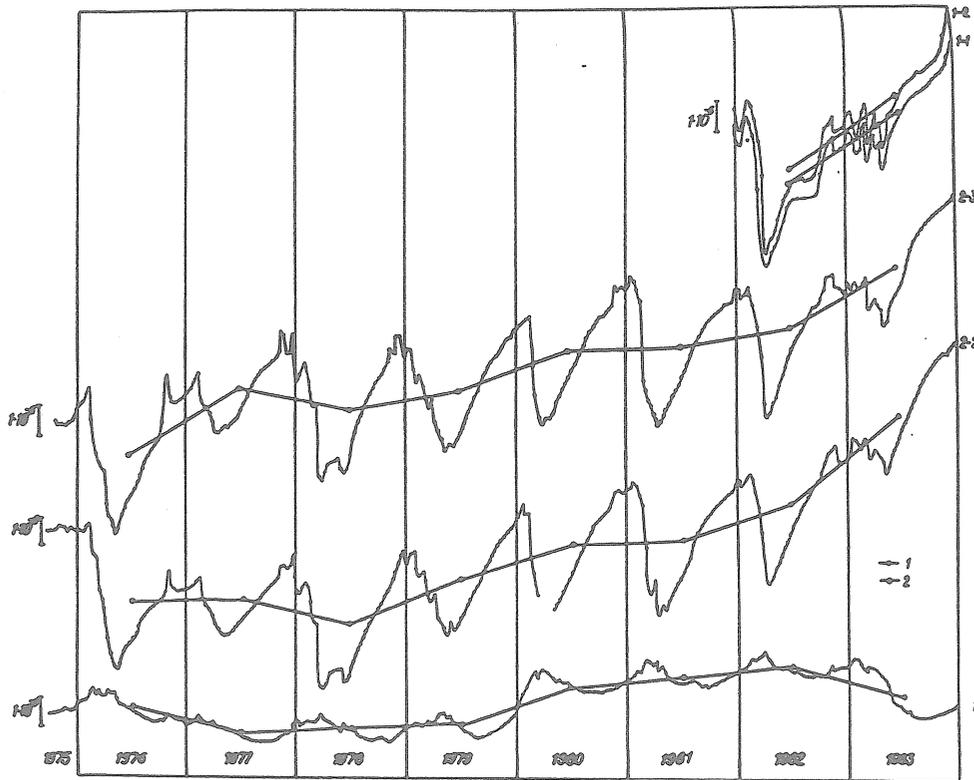


Figure 4. Variation des déformations à la station de Djerino du 25/9/75 au 31/12/83 :

- 1.- dans la direction normalement à la fracture/appareil 1.2, 1.1, 2.3, 2.2);
- 2.- parallèlement à la fracture (appareil 1).

BIBLIOGRAPHIE

1. Латынина Л.А., Старкова Э.Я., Кармалева Р.М., Ризаева С.Д. Измерение приливных деформаций на станции Джерино Таджикской ССР. - В кн.: Вращение и приливные деформации Земли, вып.1. Киев: Наукова думка, 1970, с.283-295.
2. Латынина Л.А., Ризаева С.Д. Об изменениях приливных деформаций перед землетрясениями. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 9, с.84-87.
3. Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968.
4. Кулагин В.К., Маламуд А.С., Старков В.И., Кулагина М.В. Долгосрочные предвестники серии сильных землетрясений. - Изв. АН СССР, Физика Земли, № 9, 1980, с.110-117.
5. Кулагин В.К., Маламуд А.С., Старков В.И. и др. Новый подход к проблеме долгосрочного прогноза землетрясений на основе комплексного анализа совокупности предвестников. - В кн.: Прогноз землетрясений Душанбе: Дониш, 1982, № 1, с.254-283.

Anomalies dans les amplitudes et les phases
des inclinaisons de marées d'après
les observations à la station de Djerino

A.E. Ostrovskii, V.Y. Starkov, E.Ya. Starkova
(TISSS, Douchanbe)

Prévision des tremblements de Terre N°8 pp 78-103 1988.

Les inclinaisons de la surface de la Terre dues aux marées se produisent partout et constamment. Leur étude offre une possibilité de résoudre le problème de la structure interne de la Terre et de la structure de l'écorce terrestre en blocs. Les inclinaisons en tout point renferment, en dehors d'une partie globale, des composantes régionale et locale qui sont déterminées par différents facteurs perturbateurs. C'est la cause de variations importantes des paramètres de marées γ et $\Delta\varphi$. Les effets indirects les plus importants sont d'origine océanique, tectonique et météorologique. Les effets tectoniques peuvent être utilisés dans les recherches géophysiques pour identifier et étudier les fractures et les structures en blocs de l'écorce terrestre. L'hypothèse de l'existence d'effets indirects d'origine tectonique a été tout d'abord émise par W.D. Lambert [1] et confirmée ensuite expérimentalement par E. Nishimura [2] et R. Tomachek [3]. Ils ont émis certaines réflexions sur l'influence des perturbations tectoniques sur les inclinaisons de marées. P.S. Matveyev [4] a étudié plus en détail le mécanisme possible de la perturbation de la marée par des perturbations dues aux failles tectoniques. Conformément à ses représentations, la déformation de marée de la surface de la Terre enregistrée par les clinomètres dans les zones influencées par des failles est considérée comme la combinaison de deux valeurs : la marée normale élastique et la marée anormale provoquée par une flexibilité additionnelle de la surface de la Terre. Pour vérifier le mécanisme d'origine tectonique, P.S. Matveyev a organisé des mesures clinométriques suivant un profil Soumi-Kherson. Les données expérimentales obtenues en certains points de ce profil confirment l'exactitude du schéma qu'il a proposé [5]. Les données obtenues à Karlobknekhovska [6] et Kondara [7, 8] sont en bonne concordance avec ce schéma. L'influence des zones perturbées par des failles de direction méridienne sur les paramètres des marées terrestres a été étudiée schématiquement par A.M. Koutnii [9]. Il a montré que les fractures méridiennes perturbent sensiblement uniquement les phases des inclinaisons de marées dans la direction est-ouest et influencent faiblement le facteur d'amplitude γ dans les deux directions principales et le déphasage $\Delta\varphi$ dans la direction nord-sud. Des valeurs théoriques pour les perturbations des paramètres

des ondes de marées sous l'influence de zones affaiblies ont été obtenues par S.M. Molodenskii dans le travail [10]. Il a déduit les expressions analytiques pour le calcul des corrections aux amplitudes et aux phases des inclinaisons de marées et des déformations et il a montré que les corrections dépendent fortement de l'angle α entre la normale à l'azimut de l'insertion non homogène et le méridien. Pour $\alpha = \frac{\pi}{4}$ l'influence du relief de la surface et des hétérogénéités sur les déformations linéaires de marées se manifeste dans la mesure des amplitudes et le déphasage. L'aspect caractéristique de la dépendance des amplitudes et des phases en fonction de l'angle est représenté sur la figure 1, tirée du travail [10]. S.M. Molodenskii a comparé les résultats des calculs numériques directs pour certains modèles les plus simples [11, 12] et calculés d'après les formules et il a montré que les relations obtenues décrivent de façon satisfaisante les anomalies des inclinaisons et des déformations pour des variations assez grandes des modules d'élasticité. Il a ensuite comparé les graphiques des amplitudes des inclinaisons de marées calculés dans le travail [11] pour

$$\delta V_s = 0, \quad \frac{\delta V_p}{V_p} = -15\%, \quad \lambda, \mu = 0 \text{ et } \theta = 45^\circ$$

calculés d'après ses formules pour les mêmes valeurs des paramètres et obtenues d'après les résultats des observations des inclinaisons de marées à Kondara [8]. Il a montré leur concordance.

Le présent travail est consacré à l'étude des anomalies dans les inclinaisons de marées à la station de Djerino (Kondara) en relation avec l'obtention de données expérimentales complémentaires et d'une réduction plus complète des données d'observations antérieures.

La station déformographique et clinométrique de Djerino se trouve à 30 km de Douchanbe dans la gorge du fleuve Varsob. La galerie souterraine est située sur la pente sud de la crête d'Issarskii sur la rive gauche du fleuve Varsob à 30 à 35 m plus haut que le niveau de l'eau dans le fleuve. La galerie principale, d'une longueur de 109 m, est percée normalement à la pente de la montagne le long de la fracture tectonique active de Kondara. Trois failles d'une longueur de 20 m chacune coupent la faille tectonique paléozoïque. La fracture de Kondara d'une étendue de 10 km a une pente abrupte en nord-est sous un angle de 75 à 90° et s'observe bien grâce au morcellement et à la quartzité de la faille. L'orientation de la faille est en ouest-nord-est (azimut 280°). Elle représente un rejet avec une aile nord relativement élevée. Son évolution s'observe depuis le carbonifère moyen jusqu'à présent. Jusqu'à la première faille elle se présente comme une zone dégagée d'une largeur de 15 à 20 cm remplie d'argile de couleur blanche. Dans la deuxième faille, la ligne de fracture est morcelée en une série de branches et dans les limites de la troisième elle passe par sa partie en chantier sud-ouest. Par cette fracture on coupe une série de failles de faible puissance. Les observations des inclinaisons de marées sont ef-

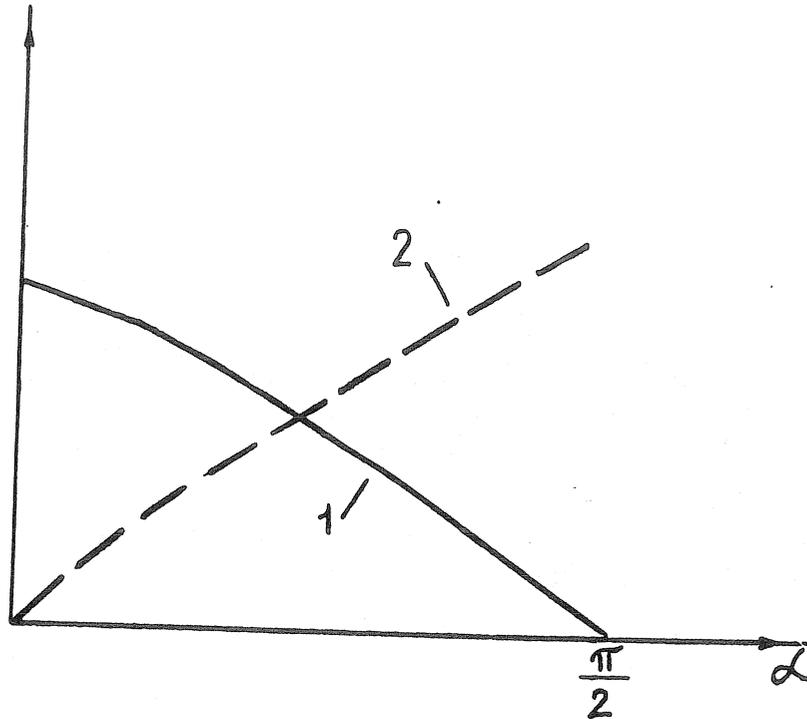


Figure 1

Dépendance des corrections aux amplitudes et aux phases des inclinaisons de marées :

- 1 - corrections aux amplitudes des inclinaisons;
- 2 - corrections aux phases des inclinaisons.

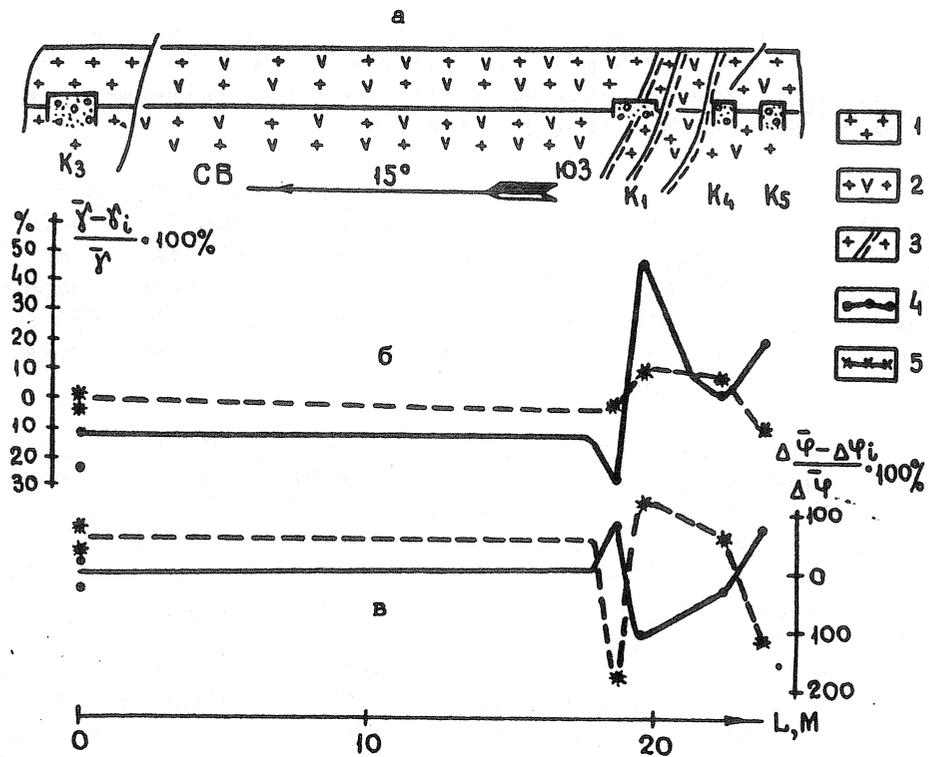


Figure 2

Coupe verticale le long de la ligne axiale de la faille 3 par les centres des bases des points d'observations (a) et graphique de répartition étendue des valeurs 100% et 100% dans la galerie de la station géophysique de Djerino (B.c).

- 1 - granites fortement granuleux;
- 2 - granites avec inclusion de quartz;
- 3 - failles tectoniques;
- 4 - graphiques des composantes N.S.;
- 5 - graphiques des composantes E.W.

fectuées en trois points de la première faille et en six points de la troisième faille.

Les observations dans la première faille ont été faites en 1965 et en 1967. Les résultats préliminaires sont publiés dans le travail [7]. Dans le travail [8] nous donnons les résultats des observations des inclinaisons de marées en deux points situés dans la partie en opération de la galerie principale et dans la troisième faille. Dans la partie en opération de la galerie, les mesures ont été réalisées sur un socle en béton construit sur des granites solides consolidés fort granuleux.

Les mesures dans la troisième faille ont été faites sur un socle placé dans la zone d'influence des fractures tectoniques devant la fracture principale de Kondara.

En 1982, en continuant l'expérience sur l'étude de l'influence des perturbations dues aux fractures sur les amplitudes et les phases des inclinaisons de marées nous avons installé dans la partie de travail de la troisième faille deux points d'observations K_4 et K_5 (fig. 2) en plus.

La distance entre les points K_1 et K_4 est de 1,8 m et entre les points K_4 et K_6 de 1,2 m. Les points K_4 et K_5 sont des socles de béton d'une profondeur atteignant 0,5 m dans la roche, construits par un procédé manuel sans utilisation d'explosifs. La hauteur des socles depuis la semelle de l'excavation est de 0,15 à 0,2 m. Leur surface est de (0,7 x 0,7) m², le socle du point K_4 se trouve sur l'aile sud de la faille locale à 0,5 m du contact des bords. Le socle du point K_5 est placé sur une base monolithe dans un éloignement relatif des perturbations dues aux failles.

Au point K_5 on a obtenu une série d'observations de mai à septembre 1982 et on a fait l'analyse harmonique de 4 séries indépendantes. Au point K les observations ont été faites de 1982 à 1985. On a soumis à l'analyse 28 séries pour chaque composante. Au point K_3 on a obtenu des séries d'observations de 1980 à 1984. On a réduit 45 séries pour la composante N.S. et 47 séries indépendantes pour la composante E.W.

Les moyennes arithmétiques des facteurs γ et $\Delta\gamma$ avec les erreurs quadratiques moyennes correspondantes sont données dans la table 8 ainsi que les valeurs γ et $\Delta\gamma$ obtenues au point K_3 pour 1959-1960 aux points situés directement sur la base de granite tout près de la fracture principale, de la partie orifice et et de la troisième faille (composante E.W.). L'équipement instrumental était constitué par quatre clinomètres HØ-M de construction 1959 en quadrature avec des pendules de 1 Kg. L'enregistrement a été fait dans deux salles. Dans le processus d'exploitation les différents noeuds des clinomètres ont été modernisés. Le mérite des appareils de 1959 est la haute stabilité des champs magnétiques des constantes des aimants. Au cours d'un quart de siècle leurs valeurs se sont maintenues dans les limites de 1%. Les mesures ont été faites à différentes époques aux sites : Kon-

clara K₃, Kondara K₁, Kondara K₄ répartis dans la partie en chantier de la faille principale et dans la faille trois et également sur le socle éloigné de la faille un. Dans la partie en chantier de la faille trois au point K₅, les observations ont été faites par la station clinométrique HCO N°96 de construction des années 80. Lors de la réalisation des mesures de haute précision on a apporté une attention particulière à la détermination des coefficients d'échelle. Dans les clinomètres à enregistrement photo-électrique il faut une détermination de la constante J₀ électrodynamique du courant de contrôle du déplacement de J_k qui simule une inclinaison fictive et les valeurs des écarts du spot du galvanomètre sur le porteur de l'information Z_n. Le coefficient d'échelle est lié à ces paramètres par la relation :

$$K = \frac{J_k}{J_0} \cdot \frac{1}{Z_n} \text{ sec. angle/mm d'enregistrement.}$$

Dans une large mesure la constante J₀ ne dépend pas des clinomètres, et en ce sens, constitue une constante fondamentale des clinomètres HØ-M. La détermination de la constante électrodynamique se fait par un procédé direct, à l'aide de la donnée à la base du clinomètre de la valeur déterminée avec une haute précision et de la détermination du courant J_k, compensant cette inclinaison. Le procédé d'étalonnage des clinomètres permet de déterminer la constante J₀ avec une erreur relative de 0,5%. Nous donnons dans la table 1 les valeurs de J₀ déterminées sur la plate-forme de l'Institut d'ingénierie sismologique de l'Académie des Sciences du Tadjikistan pour les appareils avec lesquels on a fait les mesures des inclinaisons de marées.

L'erreur relative d'une détermination n'est pas de plus d'1% des valeurs moyennes de J₀. L'étalonnage a été fait au début et à la fin des expériences. Dans les limites de précision du procédé d'étalonnage les constantes J₀ des appareils ont gardé invariable leur valeurs. Le contrôle des coefficients d'échelle K a été réalisé dans le processus des observations deux fois par jour par un émetteur automatique d'impulsions connues du courant J_k et l'enregistrement du déplacement Z_n sur la bande photo. Le diviseur de courant garantissant l'impulsion du courant J_k dépend de résistances de précision de classe 0,05. Comme source de courant on a utilisé des éléments ПУ garantissant une stabilité suffisante dans le temps. Selon une expérience de plusieurs années de l'exploitation des éléments ПУ, il a été établi que les valeurs DC ne varient pas de plus de 1% au cours d'un an. Cependant ces variations ont une part importante dans l'erreur de détermination des coefficients d'échelle. Pas moins d'une fois par mois on a effectué des mesures de contrôle DC des éléments ПУ, par un voltmètre de classe 0,2.

Valeurs de la constante électrodynamique des bobines de contrôle
des clinomètres H -M.

N° des clinomètres	Date de la détermination	Valeurs de la constante électrodynamique et erreurs quadratiques moyennes de leur détermination de mkA/sec. angle.
4558	31.05.77	2.4579 68
4558	19.05.80	2.4442 138
4558	16.05.82	2.4428 50
4560	22.04.77	2.4998 17
4560	21.04.80	2.5035 97
4560	4.05.82	2.4899 10
4561	23.04.77	2.3936 2
4561	21.04.80	2.3885
4561	6.05.82	2.4052 40
4562	30.05.77	2.4521 10
4562	22.05.80	2.4425 57
4562	19.05.82	2.4384 100
36-1	16.04.82	1.0001 2
36-1	20.10.82	1.0124 50
36-2	19.04.82	0.9997 6
36-2	14.10.82	1.0020 6

Résultats des observations

Toutes les données obtenues dans la troisième faille et dans la partie de chantier de la galerie diffèrent par une haute qualité. La dérive temporelle des inclinaisons ne dépasse pas une seconde d'angle par an. Les inclinaisons qui ne sont pas dues aux marées saisonnières quasi périodiques atteignent une fraction de seconde. Toutes les séries d'observations sont soumises à l'analyse harmonique d'après la méthode de 29 jours de B.P. Pertsev [13]. Les résultats sont donnés dans les tables 2 à 7. La table 2 donne les valeurs des paramètres γ et $\Delta\psi$ pour les cinq ondes principales au point K₃ dans la composante E.W. (47 séries indépendantes ont été soumises à l'analyse). Les moyennes arithmétiques de γ et $\Delta\psi$ sont déterminées pour une série de cinq mois d'observations et leurs erreurs quadratiques moyennes sont aussi calculées. En outre, on a déterminé la valeur moyenne de γ pour toute la période d'observation d'après 45 séries indépendantes : $\gamma_{M2} = 0,663$. L'erreur quadratique moyenne était de 0,002. On a également calculé l'erreur quadratique moyenne d'un résultat isolé σ_{γ_i} qui était de 0,017. Le coefficient de la variation de W_{γ} pour la moyenne arithmétique de γ_{M2} est égal à 0,3% et le coefficient correspondant de la variation de W_{γ_i} d'une mesure séparée était de 2,5%. Il convient d'attirer l'attention sur la détermination sûre des facteurs γ et $\Delta\psi$ pour les ondes semi diurnes S₂ et N₂ et les ondes diurnes O₁ et K₁; cependant pour ces ondes les erreurs quadratiques moyennes étaient de 2 à 3 fois plus grandes que pour l'onde M₂. Il est remarquable que le facteur γ calculé comme valeur moyenne des cinq ondes diffère de γ_{M2} de moins de 1%. Ceci est apparemment une des meilleures mesures des facteurs de marées γ et $\Delta\psi$ dans la galerie de Djerino. Pour la composante N S au même site d'observations on a obtenu et réduit 45 séries mensuelles indépendantes. Les paramètres γ et $\Delta\psi$ sont donnés dans la table 3. Ici également à côté des valeurs de γ et $\Delta\psi$ par séries séparées nous donnons les moyennes arithmétiques par années séparées et leurs erreurs quadratiques moyennes. Nous avons calculé les paramètres des moyennes arithmétiques de γ et $\Delta\psi$ pour les 45 séries indépendantes. Pour l'onde M₂ : $\gamma_{M2} = 0,737$ et $\Delta\psi_{M2} = 4.54^\circ$. L'erreur quadratique est $\sigma_{\gamma_{M2}} = 0,003$. Le coefficient de variation $W_{\gamma_{M2}}$ était de 0,5%. L'erreur quadratique moyenne d'une mesure isolée de γ_{M2} est égale à 0,030 et le coefficient correspondant de la variation $W_{\gamma_{M2}} = 4\%$. Le facteur γ pour l'onde N₂ est déterminé avec une erreur de 3 à 5 fois plus grande que pour l'onde M₂, cependant leurs valeurs moyennes coïncident avec une précision d'une fraction de pourcent. La moyenne arithmétique de γ_{S2} est sensiblement exagérée par rapport à γ_{M2} , mais pour les ondes diurnes elle est sensiblement inférieure.

Nous donnons dans la table 4 les résultats de l'analyse harmonique des observations faites de 1982 à 1984 au point K₄ dans la direction E W. Les valeurs des paramètres γ et $\Delta\psi$ sont déterminées pour 28 séries indépendantes suivant lesquelles on a partagé conventionnellement tout l'ensemble des observations. Nous donnons dans la table les moyennes arithmétiques de γ et $\Delta\psi$ par années séparées, les moyennes des 28 valeurs et également les erreurs quadratiques moyennes de ces moyennes. La moyenne arith-

métique γ_{M2} est égale à 0,610. L'erreur quadratique moyenne correspondant à cette valeur est égale à 0,002 et le coefficient de variation de $W_{\gamma_{M2}} = 0,3\%$. L'erreur quadratique moyenne d'une valeur isolée des 28 séries indépendantes était $\sigma_{\gamma_{M2}} = 0,011$ et le coefficient de variation $W_{\gamma_{M2}} = 1,8\%$. Pour ce site le paramètre γ pour toutes les ondes semi diurnes et l'onde diurne K_1 se détermine avec sûreté. Pour l'onde O_1 le facteur $\bar{\gamma}_{O1}$ est sensiblement exagéré par rapport à $\bar{\gamma}_{M2}$ et est déterminé avec une grande erreur. Les valeurs de γ et $\Delta\psi$ pour la composante N.S au site K_4 sont données dans la table 5. On a soumis à l'analyse harmonique l'ensemble de 27 séries indépendantes. Dans la table, γ et $\Delta\psi$ sont représentés par années. Nous donnons pour chaque année les valeurs moyennes arithmétiques de γ et $\Delta\psi$. En outre, on a déterminé les moyennes arithmétiques de γ et $\Delta\psi$ pour les 27 séries indépendantes. γ_{M2} est égal à 0,668 et son erreur quadratique moyenne est 0,003. Le coefficient de variation $W_{\gamma_{M2}} = 0,45\%$. L'erreur arithmétique d'une mesure isolée est égale à 0,017 et le coefficient correspondant de variation est de 2,6%. Pour la composante N.S les valeurs de γ_{N2} et γ_{S2} étaient un peu exagérées par rapport à γ_{M2} . γ_{O1} et γ_{K1} étaient plus grands que l'unité ce qui indique une influence perturbatrice due aux effets de température en ce point.

Les résultats à Kondara K_5 sont donnés dans les tables 6 et 7. On a effectué l'analyse harmonique de 24 séries indépendantes de 29 jours pour chaque direction. La moyenne arithmétique de γ_{M2} pour la composante E.W (table 6) est égale à 0,707. L'erreur quadratique moyenne de la moyenne arithmétique est égale à 0,010 et le coefficient de variation $W_{\gamma_{M2}} = 1,4\%$. L'erreur sur une mesure isolée était de 0,020 et le coefficient de variation $W_{\gamma_{M2}} = 2,8\%$. γ_{N2} coïncide avec une précision de 1% avec γ_{M2} mais est déterminé avec une erreur trois fois plus grande. Des valeurs exagérées de 10% sont obtenues pour γ_{S2} .

On a obtenu une valeur de $\bar{\gamma}_{O1}$ plus grande que l'unité. Le facteur $\bar{\gamma}_{K1}$ est de 10% plus petit que $\bar{\gamma}_{M2}$. Pour la composante N.S les résultats de l'analyse sont donnés dans la table 7. Les moyennes arithmétiques de γ et $\Delta\psi$ sont déduites sur la base de l'analyse des quatre séries indépendantes. γ_{M2} est égal à 0,533. L'erreur quadratique moyenne de la détermination de la moyenne $S_{\gamma_{M2}} = 0,008$. Le coefficient de la variation $W_{\gamma_{M2}} = 1,5\%$. γ_{N2} est égal à $0,528 \pm 0,024$ et de même aussi pour la composante E.W avec une précision d'un pourcent correspondant avec γ_{M2} . Pour l'onde semi diurne S_2 la valeur moyenne de γ est plus petite que $\bar{\gamma}_{M2}$ de 10%. La valeur moyenne de γ_{O1} est égale à $2,709 \pm 0,685$ et la valeur moyenne de γ_{K1} était de $1,348 \pm 0,223$. Ainsi malgré le fait que le point des observations se trouve dans les conditions les plus favorables en comparaison avec les autres points dans la faille trois (le socle est situé dans une partie de chantier de la faille sur un bloc monolithe et moins soumis que les autres aux effets extérieurs) les paramètres de marées étaient perturbés dans un haut degré.

Examen des résultats de l'expérience

Les données obtenues sur plusieurs années (tables 2 à 7) renferment une information importante sur les processus qui se développent dans le massif montagneux dans la zone perturbée par des fractures. Le but de ce travail est de mettre à jour les valeurs anormales des paramètres de marées dans une région de valeurs anormalement basses des modules élastiques dans la couche supérieure de l'écorce terrestre. En relation avec la diversité des manifestations de tout genre de perturbations dans les valeurs des paramètres de marées déterminées par les ondes des différentes périodes, nous nous limiterons à l'examen de l'effet de perturbation de la surface de la Terre pour l'onde principale semi diurne M_2 . Comme il résulte des tables 2 à 7 l'erreur maximale d'une détermination isolée du facteur γ était de 4% (composante N.S., point des observations K_3) et l'erreur minimale est obtenue par les observations au point K_1 (composante E.W.) le coefficient de la variation $W\gamma_{M_2} = 1,8\%$.

En moyenne, l'erreur des mesures aux points K_3, K_4, K_5 en composante E.W. est plus faible qu'en composante N.S. et est de $2/3$ ee. Ceci témoigne de la présence de sources extérieures d'erreurs qui dépassent les erreurs instrumentales. Cependant, comme il résulte des tables 2 à 7, la précision de détermination des moyennes arithmétiques de $\bar{\gamma}$ et $\bar{\Delta\psi}$ augmente de façon importante avec l'augmentation des séries d'observations. Pour juger du problème de l'influence des perturbations tectoniques sur les paramètres de marées nous utiliserons les valeurs $\bar{\gamma}_{M_2}$, qui sont déterminées avec des erreurs relatives de un pourcent. Les moyennes arithmétiques de $\bar{\gamma}_{M_2}$ et les valeurs correspondantes $\bar{\Delta\psi}_{M_2}$ sont données dans la table 8. Dans cette table, outre $\bar{\gamma}_{M_2}$ et $\bar{\Delta\psi}_{M_2}$ obtenus par les observations aux points K_3, K_4, K_5 sont aussi examinés $\bar{\gamma}_{M_2}$ et $\bar{\Delta\psi}_{M_2}$ obtenus précédemment au point K_1 et publiés dans le travail [8]. Nous donnons dans la table les moyennes pondérées de $\bar{\gamma}_{M_2}$ et $\bar{\Delta\psi}_{M_2}$ calculées d'après les valeurs des paramètres donnés dans la table 1 [8]. Comme le montre la table 8 la précision des déterminations de $\bar{\gamma}_{M_2}$ et $\bar{\Delta\psi}_{M_2}$ au point K_1 est du même ordre que dans les points K_3, K_4, K_5 et sur cette base on peut inclure dans l'examen toutes les valeurs des constantes harmoniques de $\bar{\gamma}_{M_2}$ et $\bar{\Delta\psi}_{M_2}$ pour l'onde M_2 obtenues dans la première faille et dans le chantier de la galerie principale de la mine de Kondara. La relation des variations des paramètres de marées avec les perturbations tectoniques est montrée à la figure 2 où est représentée schématiquement la faille verticale au travers du point d'observation le long de la faille trois; là aussi sont indiquées les zones des perturbations tectoniques.

On donne dans la partie inférieure de la figure les graphiques de la répartition spatiale de

$$\frac{\bar{\gamma} - \gamma_i}{\bar{\gamma}} \qquad \frac{\bar{\Delta\psi} - \Delta\psi_i}{\bar{\Delta\psi}}$$

où γ_i et $\Delta\gamma_i$ sont les moyennes arithmétiques des paramètres de marées calculées pour chaque point pour les deux composantes pour l'onde semi diurne M_2 et $\bar{\gamma}$ et $\overline{\Delta\gamma}$ sont obtenus comme moyennes arithmétiques pour les six points d'observations. Toutes les données d'après lesquelles on a porté les points en graphique sont données dans la table 8. Nous donnons également dans la table 8 les moyennes pondérées des facteurs γ_{M_2} calculées en composantes N.S et E.W en utilisant le facteur γ pour tous les points d'observation. On a pris comme poids des nombres inversement proportionnels aux erreurs quadratiques moyennes des moyennes arithmétiques pour chaque point. Les moyennes pondérées $1/\sigma_{\gamma_{M_2}}^2$ et leurs erreurs quadratiques moyennes ont été calculées d'après les formules :

$$\bar{\gamma}_{\text{pond.}} = \frac{\sum_{i=1}^n \omega_i \gamma_i}{\sum_{i=1}^n \omega_i} \quad \sigma_{\bar{\gamma}_{\text{pond.}}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \omega_i^2 \Delta\gamma_i^2}{(n-1) \sum_{i=1}^n \omega_i^2}}$$

$$\omega_i = \frac{1}{\sigma_i^2} \quad ; \quad \Delta\gamma_i = (\gamma_i - \bar{\gamma}_{\text{pond.}})$$

Pour la composante N.S $\bar{\gamma}_{\text{pond.}} = 0,634 \pm 0,076$ et pour la composante E.W $\bar{\gamma}_{\text{pond.}} = 0,637 \pm 0,012$. La moyenne pondérée calculée pour E.W et N.S était $\bar{\gamma} = 0,638 \pm 0,001$. Les moyennes pondérées pour les composantes N.S et E.W concordent avec une précision atteignant 0,5%.

Sur la figure 2 est représentée en lignes continues la variation du facteur γ_{M_2} en composante N.S et en pointillé en composante E.W. Des graphiques de $(\bar{\gamma} - \gamma_i) / \bar{\gamma}$ il résulte qu'elles ne restent pas constantes et varient dans de grandes limites d'un point à l'autre. La valeur maximale de l'anomalie négative atteint 46% et 29% est la valeur de l'anomalie positive pour la composante N.S. Pour la composante E.W les valeurs anormales positives et négatives γ_{M_2} sont de 10% de la moyenne. Les valeurs extrêmes de γ et $\Delta\gamma$ sont obtenues dans les zones des perturbations. Dans la troisième faille la structure tectonique est en mosaïque; cependant sur la base de la répartition des paramètres γ et $\Delta\gamma$ nous essayerons de donner une certaine explication de l'activité des zones perturbées.

Dans la partie de chantier de la galerie on a obtenu deux séries d'observations et les observations dans la première série ont été obtenues quand les appareils en composante N.S et E.W étaient installés dans différentes conditions par rapport à l'excavation. Le clinomètre enregistrant la composante N.S était installé de telle sorte que les vis de réglage sont directement contigües au mur de l'excavation. Les indications des appareils lors de cette installation sont aggravées par l'effet de couverture 14 et parce qu'à la valeur exagérée du coefficient γ , égale à 0,814, il ne faut pas ajouter à l'effet tectonique. L'exactitude de cette opinion se confirme par les résultats des observations ultérieures, quand le clinomètre enregistrant la composante N.S était installé sur un socle symétrique par rapport aux murs de l'excavation, l'effet de couverture est affaibli. Pour les deux composantes, les valeurs de γ diffèrent peu dans la deuxième série

d'observation en fonction des valeurs moyennes des facteurs calculés en utilisant les valeurs γ pour tous les sites dans la troisième faille. Les variations de γ et $\Delta\psi$ aux sites K_1 , K_4 et K_5 présentent un intérêt particulier. Le site K_1 est un socle en béton de dimension géométrique (1,5 x 1,5 x 0,5 m²) enfoui de 0,2 à 0,3 m. La particularité principale du site K_1 est le fait que le socle est enfoui de telle sorte qu'il coupe la perturbation due à la faille. Au site K_1 on a obtenu deux longues séries d'observations et dans les deux cas on a travaillé sur le même socle pour les quatre clinomètres installés de sorte qu'une paire enregistre les inclinaisons sur le bord nord de la fracture dans les composantes N.S et E.N, la seconde paire enregistrant sur le bord sud également les inclinaisons pour les composantes N.S et E.W. Ainsi dans le deuxième cycle des observations les appareils enregistrant la composante N.S ont changé d'endroit. Sur la fig. 2, b sont donnés les écarts des paramètres γ et $\Delta\psi$ obtenus au site K_1 par rapport aux valeurs moyennes calculées d'après les valeurs dans tous les points. Comme les graphiques le montrent, il y a une anomalie positive pour la composante N.S. égale à 28% sur un bord de la fracture et négative égale à 49% sur l'autre.

Pour la composante E.W on n'a obtenu qu'une anomalie négative dans les valeurs de γ_{M2} égale à 10% de la valeur moyenne.

Les anomalies des déphasages $\Delta\psi$ sont plus grandes pour la composante E.W que pour la composante N.S (figure 2.c). Sur le bord nord de la faille $\Delta\psi$ est de 200% de sa valeur moyenne. Pour la composante N.S, les anomalies dans les valeurs du déphasage sur les bords de la faille sont exprimées plus faiblement que pour la composante E.W et atteignent 1/2 de leurs valeurs. Du caractère de répartition des valeurs anormales dans les inclinaisons de marées sur le socle K découlent trois résultats :

1. Puisque l'anomalie du facteur d'amplitude pour la composante N.S sont un peu plus grandes que pour la composante E.W $\gamma_{M2N.S} \gg \gamma_{M2E.W}$ et pour les anomalies dans les déphasages l'inverse $\Delta\psi_{M2N.S} < \Delta\psi_{M2E.W}$, la fracture (figure 2a) qui est coupée par le socle a une direction sub-latitude.

2. Puisque les valeurs anormales sont grandes, la perturbation de faille se présente non comme une fissure locale mais comme une faille tectonique profonde.

3. Le comportement du socle est le résultat méthodique. Le socle avec les mesures $h \ll \ell$, où h est l'épaisseur et ℓ sont les dimensions linéaires, reflète les inclinaisons de la roche sur les bords sud et nord de la faille c'est à dire qu'il se comporte comme une plaque élastique.

Un fait curieux est apparu au point K_4 : les facteurs d'amplitude γ dans les directions méridienne et de latitude sont faiblement perturbés et les valeurs de $\Delta\psi$ pour les deux composantes sont voisines des valeurs du point K_3 c'est à dire qu'elles sont comparables avec les valeurs analogues sur la parcelle monolithique. Comme il fallait s'y attendre on découvre au site K_5 des

Table 2

EW

-8198-

№ 4558

1980	δ					$\Delta\varphi$				
	M ₂	S ₂	N ₂	O ₁	K ₁	M ₂	S ₂	N ₂	O ₁	K ₁
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
20.YI	0.674	0.660	0.540	0.796	0.551	6.66	19.69	3.13	24.42	8.97
25.YП	0.671	0.672	0.616	0.805	0.590	5.54	12.81	8.07	25.94	12.90
29.YШ	0.664	0.663	0.754	0.750	0.610	5.45	11.80	12.52	35.29	24.67
3.X	0.672	0.655	0.641	0.552	0.653	3.96	6.66	7.87	18.03	22.88
7.X1	0.649	0.615	0.590	0.564	0.519	4.63	8.93	16.41	7.83	19.21
12.XП	0.673	0.646	0.525	0.657	0.771	6.42	9.73	5.43	14.46	25.24
Ср.	0.667	0.652	0.611	0.687	0.616	5.44	11.60	8.91	20.99	18.98
±	4	8	34	46	37	42	1.84	1.96	3.75	2.73
1981										
9.1	0.686	0.621	0.670	0.687	0.645	6.10	12.36	12.95	10.29	27.99
13.П	0.669	0.570	0.648	0.701	0.724	6.77	10.30	10.42	12.59	5.03
20.Ш	0.659	0.633	0.730	0.648	0.687	5.54	10.89	-1.85	3.94	21.51
24.1Y	0.655	0.654	0.723	0.909	0.680	4.77	4.54	8.45	-2.89	18.34
29.Y	0.629	0.649	0.700	0.736	0.583	3.92	6.31	6.94	13.32	11.63
3.YП	0.642	0.675	0.751	0.813	0.651	3.92	2.30	4.84	20.24	18.73
7.YШ	0.667	0.682	0.666	0.748	0.577	5.37	9.43	18.82	20.75	20.94
11.1X	0.686	0.689	0.685	0.585	0.562	5.68	11.53	1.37	33.39	14.31
16.X	0.658	0.644	0.626	0.564	0.617	4.50	9.38	4.77	19.36	24.84
20.X1	0.659	0.630	0.658	0.589	0.676	5.80	11.50	6.68	8.39	23.83
25.XП	0.667	0.623	0.700	0.565	0.756	4.05	11.50	2.95	13.18	25.61
Ср.	0.662	0.642	0.687	0.686	0.651	5.13	9.09	6.40	13.87	19.34
±	5	13	12	34	19	29	1.01	1.92	2.90	2.05
1982										
29.1	0.674	0.643	0.640	0.635	0.653	4.87	14.78	1.65	15.80	8.11
5.П	0.682	0.658	0.739	0.754	0.662	2.83	6.96	1.00	9.85	9.85
9.Ш	0.669	0.658	0.636	0.864	0.617	4.21	10.06	5.32	1.69	20.14
12.Y1	0.661	0.688	0.675	0.819	0.700	3.93	9.99	6.83	20.42	13.72
17.YП	0.672	0.714	0.619	0.800	0.585	5.20	9.14	4.62	21.55	15.95
21.YШ	0.666	0.682	0.619	0.735	0.668	4.30	7.99	4.45	19.93	17.53
25.1X	0.670	0.686	0.614	0.681	0.566	4.06	6.61	3.91	20.58	18.86
30.X	0.677	0.629	0.567	0.654	0.614	5.67	10.29	4.67	18.68	21.47
4.XП	0.684	0.606	0.682	0.692	0.620	2.94	4.15	-3.52	12.09	37.00
Ср.	0.673	0.662	0.643	0.734	0.632	4.22	8.89	3.21	15.62	20.29
±	3	11	16	26	14	31	1.00	1.03	2.21	2.23
1983										
8.1	0.666	0.626	0.627	0.640	0.677	1.20	3.11	5.91	16.57	24.18
12.П	0.637	0.741	0.444	0.623	0.673	1.00	2.94	27.77	12.71	12.16
19.Ш	0.659	0.648	0.737	0.652	0.681	3.30	5.37	6.89	1.65	14.79
23.1Y	0.659	0.655	0.688	0.771	0.619	4.59	6.35	-2.98	0.19	9.53
28.Y	0.656	0.609	0.736	0.823	0.556	4.19	8.11	-0.53	11.71	19.87
2.YП	0.655	0.718	0.687	0.790	0.655	3.93	7.43	8.70	16.81	17.39
6.YШ	0.654	0.690	0.632	0.763	0.530	3.53	11.73	6.09	27.05	16.18
10.1X	0.653	0.674	0.705	0.670	0.578	3.57	7.82	1.54	23.29	16.83
15.X	0.651	0.669	0.719	0.580	0.634	4.21	7.11	1.44	18.79	25.83
19.X1	0.653	0.637	0.316	0.613	0.539	5.75	3.79	11.26	10.00	28.96
27.XП	0.672	0.640	0.702	0.606	0.741	3.06	21.49	-22.48	10.49	20.17
Ср.	0.656	0.664	0.636	0.685	0.626	3.48	7.75	4.87	13.57	18.17
±	7	12	41	26	20	42	1.58	2.09	2.47	1.98
1984										
24.1	0.674	0.724	0.665	0.554	0.676	3.71	30.20	-4.16	2.36	24.08
28.П	0.674	0.641	0.783	0.654	0.655	4.94	15.02	8.43	2.96	17.21
3.1Y	0.674	0.687	0.651	0.700	0.584	3.75	2.75	5.64	10.70	20.69
8.Y	0.587	0.518	0.865	0.732	0.334	1.91	0.95	18.55	29.74	13.37
12.Y1	0.649	0.640	0.806	0.831	0.626	5.82	14.83	11.32	19.80	17.34
17.YП	0.659	0.646	0.681	0.768	0.662	6.57	13.82	9.21	26.40	16.68
21.YШ	0.660	0.681	0.648	0.658	0.645	5.50	11.81	2.34	26.10	21.38
25.1X	0.673	0.660	0.662	0.529	0.525	3.50	8.36	8.69	12.10	22.75
30.X	0.677	0.667	0.647	0.606	0.667	4.90	6.87	15.11	14.93	25.77
4.XП	0.685	0.603	0.782	0.634	0.721	3.67	6.22	10.96	11.51	26.10
Ср.	0.661	0.647	0.719	0.667	0.610	4.43	11.08	8.61	15.66	17.86
±	9	18	26	30	35	43	2.63	1.42	3.04	1.62
Ср.	0.663	0.654	0.664	0.691	0.628	4.46	9.48	6.01	15.42	19.03
±	0.002	0.006	13	14	12	18	76	98	1.26	0.92

Table 3

NS

№ 4562

1980	δ					$\Delta \varphi$				
	M ₂	S ₂	N ₂	O ₁	K ₁	M ₂	S ₂	N ₂	O ₁	K ₁
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
20.Y1	0.730	0.653	0.624	0.559	0.609	0.98	-1.57	4.41	-1.22	11.06
25.YП	0.719	0.856	0.873	0.106	0.593	1.94	3.38	1.55	37.84	-29.55
10.X	0.785	0.966	0.934	1.322	0.739	1.98	-4.13	4.20	20.29	8.84
14.X1	0.733	0.826	0.734	0.940	0.189	2.32	3.45	-16.00	-7.62	20.01
19.XП	0.683	0.909	0.749	0.870	0.196	2.73	13.92	-2.20	3.05	-28.00
Ср.	0.730	0.842	0.783	0.759	0.465	1.99	3.01	-1.61	10.47	-3.53
±	16	53	54	204	114	29	3.09	4.05	8.26	9.56
1981										
23.1	0.734	0.762	0.665	0.629	0.523	2.32	6.32	15.60	17.50	19.50
27.П	0.775	0.814	0.836	0.838	0.741	3.81	3.06	-13.93	-4.82	29.36
3.1Y	0.673	0.834	0.748	0.609	0.658	1.94	6.12	-14.79	58.80	44.85
8.Y	0.818	0.968	0.654	0.866	0.814	1.29	14.57	-0.12	55.00	30.08
12.Y1	0.733	1.065	0.660	3.041	1.074	0.73	20.66	8.86	35.05	63.86
17.YШ	0.744	0.869	0.718	0.255	0.799	1.89	6.27	3.50	-28.27	30.48
21.YШ	0.720	0.731	0.798	0.467	0.579	1.82	4.49	7.49	9.07	16.03
25.1X	0.702	0.686	0.549	0.644	0.489	3.47	12.83	-8.43	-11.89	1.43
30.X	0.729	0.814	0.569	0.728	0.432	1.22	11.48	4.86	23.77	-66.66
4.XП	0.722	0.760	0.874	0.873	1.173	-0.31	23.19	-16.82	-10.19	-8.77
Ср.	0.735	0.830	0.707	0.895	0.728	1.82	10.90	-1.38	14.40	17.77
±	13	36	34	246	78	34	219	359	9.37	10.65
1982										
8.1	0.725	0.942	0.575	0.506	0.327	1.46	17.30	28.42	29.49	27.41
12.П	0.747	0.906	0.771	0.233	0.080	-0.55	2.27	32.94	1.69	-9.48
19.Ш	0.749	0.937	0.838	0.359	0.370	0.58	5.68	-9.45	-18.61	10.78
12.Y1	0.733	0.857	0.889	0.657	0.573	1.33	-0.12	1.53	12.25	4.05
17.YП	0.745	0.757	0.790	0.602	0.600	1.40	-7.87	-1.54	30.29	41.45
21.YШ	0.751	0.766	0.745	0.464	0.421	1.41	-3.19	3.16	50.35	23.91
25.1X	0.748	0.791	0.685	0.190	0.431	0.82	0.19	2.01	49.52	-3.13
30.X	0.790	0.770	0.654	0.243	0.325	2.99	-1.05	-15.25	10.05	-36.83
4.X1	0.762	0.818	0.814	0.302	0.430	0.44	-1.41	3.36	47.15	-40.47
8.XП	0.739	0.743	0.822	0.122	0.193	-1.82	-6.08	2.01	58.45	3.47
Ср.	0.749	0.829	0.758	0.368	0.375	0.81	0.57	4.72	27.06	2.12
±	6	24	30	58	50	41	2.22	4.75	7.95	8.32
1983										
8.1	0.739	0.743	0.822	0.122	0.193	-1.82	-6.08	2.01	48.45	3.47
12.П	0.698	0.828	0.524	0.232	0.266	-1.07	-9.78	24.62	37.29	-35.74
19.Ш	0.754	0.757	0.776	0.552	0.123	0.47	-4.37	-7.93	35.66	-23.58
23.1Y	0.725	0.792	0.693	0.439	0.277	0.54	1.07	11.14	3.44	-13.81
28.Y	0.723	0.728	0.896	0.548	0.216	0.22	-2.24	6.81	-7.99	-43.88
2.YП	0.742	0.694	0.772	0.601	0.319	0.55	0.09	2.21	-4.43	-0.32
6.YШ	0.755	0.613	0.738	0.670	0.542	1.91	-1.72	1.13	23.84	-42.46
10.1X	0.732	0.736	0.767	0.596	0.525	0.17	0.89	6.47	14.05	-5.00
26.X1	0.696	0.780	0.637	0.342	0.546	-0.71	1.30	2.94	24.28	4.81
27.XП	0.739	0.719	0.669	0.356	0.484	0.60	8.40	-3.71	7.33	-9.91
Ср.	0.730	0.739	0.729	0.446	0.349	0.06	-1.23	4.34	-6.94	-16.64
±	7	19	33	57	50	33	1.55	2.77	9.30	5.91
1984										
24.1	0.729	0.783	0.768	0.324	0.289	0.96	7.52	1.85	13.80	19.17
28.П	0.738	0.775	0.781	0.430	0.537	0.57	2.86	10.24	-28.61	14.71
3.1Y	0.714	0.906	0.355	0.699	0.573	0.81	1.67	-7.99	-15.76	20.90
8.Y	0.752	0.812	0.739	0.593	0.280	1.82	7.72	9.25	3.57	40.53
12.Y1	0.756	0.843	0.830	0.673	0.344	1.14	9.15	7.13	19.05	7.45
17.YП	0.749	0.837	0.644	0.723	0.478	3.14	4.57	4.13	40.28	39.48
21.YШ	0.736	0.851	0.791	0.453	0.516	1.88	5.95	6.10	-22.82	18.39
25.1X	0.737	0.841	0.787	0.031	0.459	0.60	4.15	4.47	41.15	0.47
30.X	0.748	0.828	0.758	0.334	0.381	2.19	7.23	6.03	-2.46	6.01
4.XП	0.749	0.872	0.668	0.511	0.410	3.03	9.10	5.80	4.24	35.99
Ср.	0.741	0.835	0.712	0.477	0.427	1.42	5.99	3.54	5.25	20.29
n = 45	7	12	53	64	33	39	82	1.91	7.61	4.49
Ср.	0.737	0.812	0.733	0.570	0.469	1.14	4.93	2.37	12.51	4.65
±	3	13	52	68	34	19	1.08	1.58	3.76	4.15

Table 4 EW

№4560

1982	Ψ					ΔΨ				
	M ₂	S ₂	N ₂	O ₁	K ₁	M ₂	S ₂	N ₂	O ₁	K ₁
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1.Y1	0,638	0,594	0,486	0,928	0,484	1,96	4,91	-2,32	6,61	6,56
6.YΠ	0,611	0,695	0,626	0,913	0,677	1,28	7,92	2,78	6,86	0,28
10.YШ	0,614	0,669	0,502	0,849	0,694	1,61	6,11	-3,60	10,78	2,59
14.1X	0,615	0,654	0,587	0,734	0,523	1,06	2,28	11,50	13,11	7,91
19.X	0,621	0,659	0,530	0,589	0,663	3,53	4,55	-1,86	12,31	2,02
23.X1	0,602	0,649	0,528	0,603	0,644	1,58	4,42	-3,77	3,55	12,51
28.XΠ	0,611	0,649	0,645	0,618	0,675	1,65	5,36	-4,36	-1,69	2,49
Ср.	0,616	0,653	0,558	0,748	0,623	1,31	5,08	-0,23	7,36	4,91
	4	11	23	56	24	30	65	2,15	1,99	1,62
1983										
1.1	0,620	0,654	0,651	0,612	0,672	-1,15	2,99	1,26	-6,89	0,42
8.Π	0,620	0,642	0,600	0,591	0,657	0,70	2,71	2,02	-22,60	-7,23
15.Ш	0,617	0,629	0,644	0,636	0,651	0,88	2,72	1,55	-24,39	-10,54
19.1Y	0,604	0,617	0,646	0,992	0,564	0,43	2,09	2,64	-14,27	-9,13
24.Y	0,610	0,648	0,661	0,963	0,522	1,68	5,77	0,55	-4,77	-9,85
28.Y1	0,620	0,577	0,590	0,888	0,738	1,28	3,81	5,99	5,48	-2,65
2.YШ	0,611	0,662	0,613	0,869	0,621	1,78	10,92	2,31	14,60	-1,94
6.1X	0,606	0,632	0,559	0,688	0,610	1,65	4,35	-5,43	8,22	-4,37
11.X	0,614	0,637	0,594	0,689	0,619	1,30	1,88	4,49	2,53	0,79
15.X1	0,607	0,631	0,569	0,596	0,588	0,85	2,57	9,20	4,66	4,07
Ср.	0,611	0,640	0,611	0,744	0,624	0,98	4,04	1,08	-3,10	2,79
	3	7	10	46	17	0,25	90	1,76	3,83	2,24
1984										
24.1	0,613	0,669	0,540	0,634	0,734	2,70	1,23	4,70	4,15	4,45
28.Π	0,579	0,633	0,683	0,464	0,785	2,79	0,71	-9,72	0,04	-4,35
3.1Y	0,619	0,630	0,707	0,774	0,700	1,21	3,83	-3,29	-10,70	7,10
8.Y	0,598	0,647	0,566	0,941	0,605	3,01	7,68	-10,26	-1,32	4,97
12.Y1	0,596	0,687	0,682	1,231	0,537	1,67	17,32	6,60	8,50	1,31
17.YΠ	0,609	0,694	0,600	1,225	0,707	3,85	13,98	-3,79	16,00	4,38
21.YШ	0,594	0,679	0,528	1,046	0,563	3,94	11,42	0,71	32,00	-5,61
25.1X	0,616	0,676	0,573	0,653	0,569	1,62	3,16	1,65	31,63	0,13
30.X	0,599	0,695	0,592	0,558	0,683	2,12	4,36	3,72	7,94	3,80
4.XΠ	0,615	0,683	0,586	0,599	0,720	2,76	0,51	-0,72	-1,34	2,25
Ср.	0,604	0,669	0,606	0,813	0,660	2,57	6,42	-1,04	7,59	1,84
z	4	8	20	89	27	0,29	1,89	1,82	4,48	1,30
n = 28	0,610	0,654	0,596	0,769	0,637	2,05	5,30	-0,01	3,73	0,79
	2	6	10	12	14	21	77	1,06	2,41	1,17

Table 5

NS

№ 4561

1982	Y					Δ φ					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1.Y1	0,670	0,658	0,524	0,999	1,001	3,92	15,90	-3,57	-7,67	-6,96	
6.YΠ	0,665	0,747	0,509	0,826	1,110	4,94	16,38	5,10	-9,00	0,50	
10.YШ	0,671	0,789	0,560	0,740	1,233	6,06	14,92	-3,75	-27,25	-4,55	
14.1X	0,683	0,784	0,578	0,911	1,410	4,67	16,23	1,76	-45,30	-4,10	
19.X	0,666	0,764	0,758	1,199	1,200	6,42	20,04	0,17	-10,10	-3,38	
23.X1	0,658	0,713	0,614	1,174	1,111	6,88	21,11	2,82	-9,81	-1,06	
28.XΠ	0,668	0,796	0,524	1,177	1,111	4,70	21,50	5,77	-4,59	-10,25	
Ср.	0,670	0,750	0,581	1,004	1,168	5,37	18,01	1,19	-16,25	-2,94	
	3	12	33	99	49	41	1,04	4,56	5,58	1,81	
1983											
1.Π	0,675	0,769	0,678	1,082	1,170	3,41	20,06	-4,61	-3,15	-3,69	
8.Ш	0,667	0,740	0,671	0,906	1,073	4,28	17,81	3,97	-18,47	-3,62	
12.1Y	0,678	0,727	0,671	0,793	1,090	4,70	19,56	14,00	-5,81	0,84	
17.Y	0,674	0,715	0,702	0,964	1,232	4,71	13,13	-7,35	-6,38	8,13	
21.Y1	0,664	0,839	0,679	0,877	1,009	5,82	6,31	5,31	0,66	-9,04	
26.YΠ	0,687	0,849	0,697	0,719	1,167	4,55	12,06	4,16	-18,11	0,17	
30.YШ	0,670	0,819	0,680	0,710	1,247	4,80	12,87	0,96	-57,56	3,50	
4.X	0,667	0,813	0,679	1,538	1,368	3,38	17,72	1,87	-37,42	0,82	
8.X1	0,661	0,744	0,682	1,299	1,169	3,37	18,46	-2,74	-8,62	-4,56	
20.XΠ	0,679	0,805	0,689	1,177	0,823	4,71	16,58	-5,20	-2,21	-1,11	
Ср.	0,672	0,782	0,683	1,007	1,135	4,37	15,46	1,05	-15,70	0,86	
	3	16	3	85	42	24	1,36	2,00	5,81	5,08	
1984											
24.1	0,643	0,797	0,637	0,941	0,988	4,55	22,61	-6,24	-3,08	-0,87	
28.Π	0,681	0,731	0,786	1,644	1,014	4,76	13,44	1,39	-19,12	10,41	
3.1Y	0,616	0,702	1,077	1,583	0,610	3,75	12,09	-5,11	-39,35	10,55	
8.Y	0,639	0,621	0,755	1,207	1,362	4,81	9,07	3,97	-11,05	7,59	
12.Y1	0,654	0,703	0,608	1,178	1,368	3,60	12,06	23,69	-12,77	12,02	
17.YΠ	0,688	0,785	0,808	1,157	0,882	4,37	18,23	-15,24	-19,77	-4,47	
21.YШ	0,667	0,797	0,733	1,225	1,111	4,17	9,28	-11,43	-30,93	5,28	
25.1X	0,667	0,751	0,603	1,445	1,319	2,46	14,04	-6,25	-27,76	2,14	
30.X	0,678	0,718	0,736	1,184	1,128	2,04	16,64	10,69	-2,29	7,83	
4.XΠ	0,705	0,574	1,066	0,954	0,811	7,61	22,77	-32,03	-7,65	17,14	
Ср.	0,664	0,718	0,781	1,252	1,059	4,21	15,02	-3,65	-18,51	6,76	
	8	23	51	75	75	48	1,56	4,78	3,92	2,04	
n = 27											
Ср.	0,668	0,750	0,693	1,097	1,115	4,57	15,96	-0,66	-16,47	3,37	
	4	12	26	50	35	24	82	6,19	2,87	4,30	

valeurs anormales de γ atteignant pour la composante N.S 20% de la valeur moyenne et les valeurs amplifiées de la différence de phases pour la composante E.W atteignant 100% de la valeur correspondante au site K₄. L'analyse des résultats au point K₄ montre que la perturbation de faille documentée par les géologues sur le bord de laquelle se trouve le point K₄ était en effet non profonde et, apparemment, s'amortit rapidement en profondeur c'est à dire qu'elle constitue une fente tectonique dans la compréhension géologique. Le renforcement des valeurs anormales des paramètres de marées au site K₅ témoigne en faveur de ce que le craquement principal observé de la faille de Kondara dans la première et la seconde section ne coupe pas la troisième section et passe à proximité de sa partie de chantier. Le caractère des anomalies dans le facteur d'amplitude pour la composante N.S et notamment la décroissance des amplitudes constitue un témoignage de ce que le point K₅ est situé sur le bord nord du craquement de la faille de Kondara de l'étendue sub-latitude. En confirmation de l'hypothèse donnée nous nous tournerons vers la figure 3 où est présentée la faille verticale schématique le long de la première section (fig. 3,a). La description détaillée de l'expérience dans la première section est donnée dans le travail [7]. On a fait des mesures de marées en 1965 à 1967, sur les trois socles. Deux socles sont disposés sur les bords de la faille principale de Kondara de position profonde (le puits est coupé à la profondeur de 2 Km à proximité de l'orifice de la galerie). La distance entre les socles est de 0,6 m. Le troisième socle est situé à six mètres plus au sud de la faille. Les résultats de l'expérience sont donnés sur la fig. 3,b. La ligne continue représente la répartition spatiale du facteur d'amplitude γ_{M_2} en composante N.S. sur les ailes et les bords de la perturbation de faille de l'étendue sub-latitude.

Au point extrême gauche on a reporté sur le graphique la valeur obtenue au bout de l'orifice de la galerie orifice qui s'étend le long de la faille et ne la coupe pas. La ligne pointillée représente la répartition spatiale du facteur en composante E.W. Les valeurs de γ_{M_2} dans la direction de latitude ont un désaccord dans les limites de 5% par rapport à la valeur moyenne du paramètre γ_{M_2} E.W. En composante N.S la valeur positive de l'anomalie γ_{M_2} atteint 80%, la valeur négative de l'anomalie est égale à 30%. Les valeurs anormales maximales sont en coïncidence directe avec les bords de la faille et s'amortissent rapidement lors de l'éloignement de la zone active de la fracture. A six mètres au sud et 10 m au nord de la fracture les valeurs en composante N.S prennent des valeurs normales. Ainsi, il a été démontré que lors de la détermination des paramètres d'amplitudes de marées γ_{M_2} avec une précision de (2 à 4%) et des moyennes arithmétiques γ_{M_2} déduites de longues séries d'observations avec une précision de plus de 1% on a des variations dans les valeurs de γ_{M_2} atteignant 80% de la valeur moyenne selon la composante N.S et jusque 200% dans $\Delta\psi$ en composante E.W. On a montré que les variations apparues dans les paramètres γ et $\Delta\psi$ coïncident aux bords des perturbations tectoniques de l'étendue sub-latitude. Les résultats obtenus sont en bon accord avec les calculs théoriques de S.M. Molodenskii [10].

En conclusion il convient de noter que la méthode des inclinaisons de marées peut être utilisée pour déterminer certaines caractéristiques géométriques des perturbations tectoniques telles que l'azimut et les autres éléments du gisement et également pour discerner les fentes locales d'origine tectonique et gravitationnelle. Les propriétés dynamiques de la faille examinée ici, le déplacement des bords de la faille dans le temps sont étudiés dans les travaux [15, 16].

Les auteurs considèrent comme un devoir agréable d'exprimer leur reconnaissance au directeur de la station de Djerino B. Mardonov pour la participation active pour l'obtention de données expérimentales, aux techniciens qui ont participé à la réduction des données initiales et à l'ingénieur informaticien A.N. Nefedova pour les calculs des paramètres de marées.

Table 6 EW

№ 36-1

1982	тдельным волнам					Δ φ				
	M ₂	S ₂	N ₂	O ₁	K ₁	M ₂	S ₂	N ₂	O ₁	K ₁
			4	5	6	7	8	9	10	11
20.Y	0,678	0,786	0,737	1,152	0,461	11,59	21,32	0,42	7,31	14,54
24.Y1	0,706	0,839	0,750	1,143	0,705	12,15	25,19	16,84	20,18	14,60
29.YП	0,725	0,872	0,616	1,192	0,705	11,82	20,84	12,11	32,71	14,53
2.1X	0,719	0,819	0,742	1,119	0,583	10,32	15,97	3,58	34,79	26,62
Ср.	0,707	0,829	0,711	1,152	0,613	11,47	20,83	8,24	23,75	17,57
	10	34	32	15	59	40	1,34	3,79	6,36	3,02

Table 7 NS

№ 36-2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1982										
20.Y	0,519	0,529	0,450	1,339	1,433	-0,76	3,77	-1,73	56,66	74,95
24.Y1	0,555	0,423	0,505	1,768	0,749	3,97	22,10	1,49	33,38	51,10
29.YП	0,527	0,451	0,530	4,157	1,383	2,21	48,46	3,61	43,50	42,82
2.1X	0,532	0,263	0,626	3,572	1,828	-2,24	49,02	-1,54	59,89	66,01
Ср.	0,533	0,416	0,528	2,709	1,348	0,79	30,84	0,45	48,46	58,74
±	8	56	24	685	223	1,41	10,99	1,28	6,12	7,23

Table 8

γ_{M2} et $\Delta\varphi_{M2}$ d'après les observations dans la partie de chantier de la faille principale et dans la faille trois en composantes N.S. et E.W. avec les erreurs quadratiques moyennes calculées $\sigma_{\gamma_{M2}}$ et $\sigma_{\Delta\varphi_{M2}}$

Station	Site	NS		EW		Epoque	Nombre de séries
		δ_{u_2}	$\Delta\varphi_{u_1}$	δ_{u_1}	$\Delta\varphi_{u_2}$		
1	2	3	4	5	6	7	8
Кондара K ₃	П ₁	0,814 8	2,90	-	-	1959-60 rr.	
	П ₂	-	-	0,631	3,30		
Кондара K ₃	П ₁	0,737 3	1,14 19	-	-	1980-84 rr.	45
	П ₂	-	-	0,663 2	4,46 18		
Кондара K ₁	П ₁	0,842 13	0,69 0,58	-	-	1973-74 rr.	5
	П ₂	0,354 4	7,27 1,54	-	-		
	П ₃	-	-	0,652 19	15,24 0,57		
	П ₄	-	-	0,583 20	-1,13 0,58		
Кондара K ₁	П ₁	0,668 3	4,57 24	-	-	1982-85 rr.	28
	П ₂	-	-	0,610 2	2,05 21		
Кондара K ₅	П ₁	0,533 8	0,79 ± 1,41	-	-	1982 r.	4
	П ₂	-	-	0,707 10	11,47 ± 0,40		
	(1)	0,658 5	2,89 ± 1,07	0,641 6	5,90 ± 2,52		
	(2)	0,634 76	-	0,637 12	-		

(3) $\gamma_{M2_{\text{всв}}} = 0,638 \pm 0,001$

- (1) Valeurs moyennes arithmétiques pour tous les points d'observations
- (2) Valeurs moyennes pondérées pour tous les points d'observations
- (3) Valeur moyenne pour tous les points K₃, K₁, K₄, K₅ prise comme moyenne pondérée du N.S. et γ_{M2} E.W. pour l'onde M₂

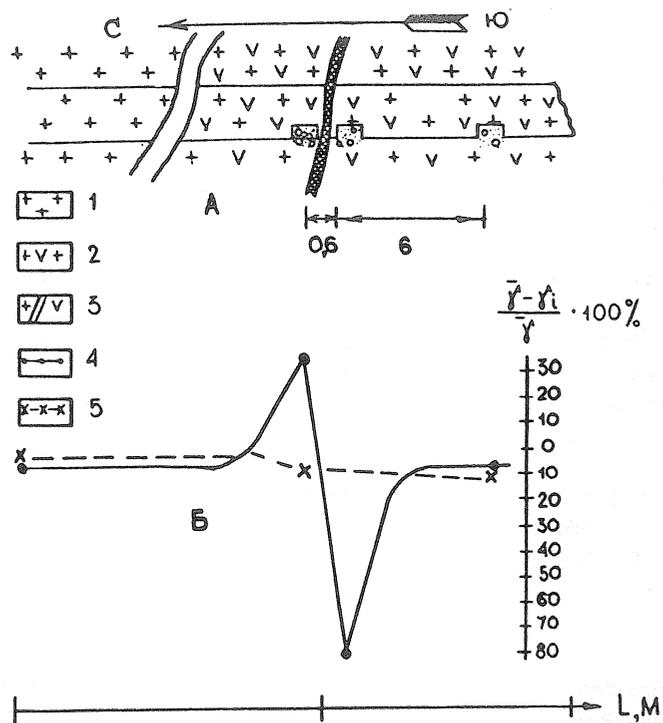


Figure 3

Coupe verticale le long de l'axe de la première fente au travers du centre des socles des points d'observation (a) et graphiques de la répartition spatiale des valeurs $\frac{\bar{\gamma} - \gamma_1}{\bar{\gamma}} \cdot 100\%$ dans la galerie de la station géophysique de Djerino (b) 1 - granites très granuleux; 2 - granites avec inclusion de quartz; 3 - faille tectonique; 4 - graphique en composante N.S.; 5 - graphique en composante E.W.

Bibliographie

1. Lambert W.D. Report on Earth Tides 1936-36 - Spec. Publ. U.S. Coast and Geod. Surv., Washington, 1940, p. 6-32.
2. Nishimura E. Trans. Amer. Geoph. Union, 31, n° 3, 1950.
3. Tomaschek R., Harmonic analysis of Tidal gravity experiments at Peebles and Kirklington Mon. Notices Roy. Astron. Soc., 1952, 6, n° 5, p. 286-302 - Geoph. suppl.
4. М а т в е е в П.С. О возможности использования результатов наклономерных наблюдений для исследования особенностей строения земной коры. - В кн.: Вращение и приливные деформации Земли, вып.1, Киев:Наукова думка, 1970, с.72-86.
5. М а т в е е в П.С. Результаты гармонического анализа наклономерных наблюдений в Шмакове и Ингульце. - В кн.: Вращение и приливные деформации Земли вып.4, Киев:Наукова думка, 1972, с.105-170.
6. Б а л е н к о В.Г., К у т н ы й А.М., Н о в и к о в а А.Н. Наклономерные наблюдения в шахте № 1 рудоуправления Артемсоль. - В кн.: Вращение и приливные деформации Земли, вып.4, Киев: Наукова думка, 1972, с. 20-44.
7. С т а р к о в В.И., С т а р к о в а Э.Я. Влияние разлома на величину ζ по наблюдениям в Кондаре. - В кн.: Вращение и приливные деформации Земли, вып.1, Киев:Наукова думка, 1970, с.241-249.
8. О с т р о в с к и й А.Е., С т а р к о в В.И., С т а р к о в а Э.Я. Аномалии в амплитудах и фазах приливных наклонов. - В кн.: Изучение земных приливов. М.:Наука, 1980, с.182-187.
9. К у т н ы й А.М. Влияние меридиональных разломов на приливные наклоны. - В кн.: Вращение и приливные деформации Земли, вып.6, Киев:Наукова думка, 1974, с.89-92.
10. М о л о д е н с к и й С.М. О локальных аномалиях амплитуд и фаз приливных наклонов и деформаций. - Изв.АН СССР, Физика Земли, № 7, 1983, с.3-9.
11. Beaumont E., Berger I. Earthquake prediction : Modification of tidal tilts and strains by dilatancy. - Geophys. I. Roy. Astron. Soc., v. 39, p. 111-121.
12. Harrison I.C., Cavity and topographic effects in tilt and strain measurements. - I. Geophys. Res., v. 81, 1976, p. 319-328.
13. П е р ц е в Б.П. Гармонический анализ упругих приливов. - Изв. АН СССР, сер.геофиз., № 8, 1958, с.
14. Б а л е н к о В.Г. Исследования наклонов земной поверхности по профилю Киев-Артемовск. Киев:Наукова думка, 1980, с.107-118.
15. О с т р о в с к и й А.Е., Б а х р у ш и н А.Б., М и р о н о в а Л.И. Опыт измерения тектонических деформаций с помощью наклономеров в районе Душанбе. - В сб.: Современные движения земной коры, М.:Наука, 1963, с.189.
16. С т а р к о в В.И. Гидростатический нивелир для измерения малых деформаций земной поверхности. - В сб.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.:Наука, 1974, с.175-178.

Traduction

Sur les déformations de marées à
l'époque du tremblement de Terre
de Sary-Kamysh - le 5.6.1970

A. Venedikov, L.A. Latinina, R.M. Karmalieva

(Institut de géophysique de l'Institut de Physique de la Terre de
l'Académie des Sciences d'URSS).

Prévision des tremblements de Terre N° 8 pp 104-107 - 1988

Des recherches de signes précurseurs des tremblements de Terre se font sur la base d'une représentation des variations des propriétés physico-mécaniques du milieu dans la zone de préparation du séisme. L'étude des déformations de marées a pour but de découvrir des variations dans les paramètres des ondes de marées provoquées par les variations de la composition mécanique de l'écorce terrestre des régions séismiquement actives dans les périodes d'apparition de forts tremblements de Terre [1, 2].

On a fait l'analyse des déformations de marées enregistrées par un extensomètre à la station de Talgar à 150 Km de l'épicentre du tremblement de Terre de Sary-Kamysh où $M = 6,8$ [3]. La marée dans cette station a été réduite pour des intervalles séparés 1970, 1972, 1974, 1978 d'une durée générale d'environ trois ans. Les amplitudes moyennes des ondes M_2 et O_1 conformément aux données obtenues, sont [4] :

$$A_{M_2} = (0.850 \pm 0.009) \cdot 10^{-8}, \quad A_{O_1} = (0.353 \pm 0.085) \cdot 10^{-8}$$

Les amplitudes théoriques de ces ondes pour le site d'observation sont :

$$A_{M_2} = 1.190 \cdot 10^{-8}, \quad A_{O_1} = 0.508 \cdot 10^{-8} \text{ pour } h = 0.60, \quad \ell = 0.07$$

et

$$A_{M_2} = 1.223 \cdot 10^{-8}, \quad A_{O_1} = 0.450 \cdot 10^{-8} \text{ pour } h = 0.62, \quad \ell = 0.084$$

(h, ℓ : nombres de Love et Shida) correspondant aux modèles de Molodenski 1 et 2, Wahr, Gilbert - Dziewonski [5]. Nous considérons que la diminution des amplitudes des ondes de marées comparativement à leurs valeurs théoriques a été provoquée par l'influence de la fracture profonde de Zailiiki sur l'aile monolithique dans laquelle se trouve le point d'observation.

Nous donnons à la figure 1 le graphique de dépendance des amplitudes des ondes M_2 et O_1 en fonction du temps pour l'année 1970. La réduction a été faite par la méthode de Pertsev avec déplacement des séries temporelles d'un jour.

L'amplitude de l'onde M_2 diminue en avril, elle atteint le minimum au début de mai, croît ensuite et atteint le maximum à l'époque du tremblement de Terre. La diminution relative de l'amplitude atteint 10% et au cours d'avril-mai une diminution de plus de 15%. La variation notée dépasse de 10 fois l'erreur quadratique moyenne de sa valeur moyenne et de 2 fois l'erreur de la valeur individuelle. Les variations d'amplitude de l'onde O_1 sont dans les limites des erreurs.

Sur la base des données obtenues nous ne pouvons pas considérer comme probante l'existence d'une anomalie de la marée avant le tremblement de terre puisque la valeur de cette anomalie dépasse de façon insignifiante son erreur quadratique moyenne. L'allure des amplitudes dans des intervalles de temps plus courts qu'un mois est inconnue puisque la méthode de 29 jours de Pertsev utilisée donne des paramètres de marées moyennés pour un mois. Pour augmenter la précision de la détermination des amplitudes des ondes de marées et obtenir une meilleure solution temporaire on a fait l'analyse du même matériel par la méthode de Venedikov - 1974 [6]. L'analyse a été faite dans le laboratoire du KAPG 3.3.

On a essayé d'utiliser les amplitudes des ondes diurnes et semi diurnes séparées sur de courts intervalles d'enregistrement (36 heures). La figure 2 montre la variation d'une certaine valeur conventionnelle " δ " proportionnelle à l'amplitude des ondes semi diurnes. On n'a montré que les intervalles d'enregistrement où l'erreur de détermination " δ " est inférieure à 7 à 8%. La courbe a été construite d'après les valeurs " δ " moyennées sur 3 jours. L'écart de ces valeurs lissées par rapport à leurs moyennes, égale à 1, est de l'ordre de 10%. Les écarts les plus importants, diminution d'à peu près 20%, se produisent au milieu d'avril, l'augmentation de 20%, à la fin de mai, début juin. La précision de détermination de " δ " est faible et on n'a pas réussi à obtenir l'allure détaillée de sa variation temporelle. On ne peut parler que d'une tendance à la variation de la diminution en avril et l'augmentation successive.

On a également réalisé par la méthode de Venedikov l'analyse de séries d'observations d'une durée de 1 mois. Les amplitudes des ondes K_1 et M_2 déterminées pour les 8 séries de la période de 1970 sont reportées sur la figure 1.

On note le même aspect de variation des amplitudes que lors de l'application de la méthode de Pertsev : la diminution des amplitudes en avril et un important accroissement en mai-juin. La variation totale de l'amplitude de K_1 en avril-mai est de 11% de sa valeur calculée d'après une série de 8 mois d'observations et égale à $0,372 \cdot 10^{-8}$, et, pour l'onde M_2 , de 10% de sa valeur $0,812 \cdot 10^{-8}$. L'erreur de détermination des amplitudes est de 2 à 3% pour l'onde M_2 et de 4 à 6% pour l'onde K_1 . Ainsi, l'analyse

des données extensométriques faite par la méthode de Venedikov permet de parler de façon assez sûre d'une variation des amplitudes de la déformation de marée dans la période d'avril à juin puisque les variations décelées dépassent sensiblement l'erreur quadratique moyenne (de 3 à 5 fois pour l'onde M_2 et de 2 à 3 fois pour l'onde K_1). On n'a pas obtenu l'allure détaillée de la variation temporelle des amplitudes des ondes. Les paramètres des ondes séparés par un filtre de 36 heures ne sont pas stables dans le temps et ne permettent que de parler d'une tendance de variation.

Les résultats donnés confirment la conclusion tirée précédemment sur la variation de l'intensité de la déformation de marée avant le tremblement de terre du 5/6/1970. Le problème de la relation de ces variations avec le tremblement de Terre reste ouvert. L'argument principal en faveur de l'existence de ce lien est la coïncidence de l'anomalie observée de la marée avec l'époque d'apparition du tremblement de Terre. Certaines réflexions touchant à l'accord du caractère de l'anomalie avec l'allure lente de la déformation dans les années précédentes et le mécanisme du foyer du tremblement de Terre, sont données dans le travail [3].

BIBLIOGRAPHIE

=====

1. Л а т ы н и н а Л.А., Р и з а е в а С.Д. Об изменениях приливных деформаций перед землетрясением. - а) Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 9, с.84-87 б) *Tectonophysics*, 1976, vol. 31, № 1-1, p.121-127.

2. Л а т ы н и н а Л.А., Т и х о м и р о в А.В. Об изменении приливных деформаций в связи с Жаланаш-Тюпским землетрясением 24.Ш.1978 г. Наст. сборник, с.

3. Л а т ы н и н а Л.А., К а р м а л е е в а Р.М. О связи параметров земноприливных деформаций с сейсмичностью в районе Алматы. - В сб.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. М.: Радио и связь, 1981, с.16-20.

4. L a t y n i n a L.A., K a r m a l e e v a R.M. T i k h o m i r o v A.V., K h a s i l e v L.E. Secular and tidal deformations recorded in the fault zone of the Northeastern Tien Shan. *J. Terrestrial and space techniques in Earthquake prediction research. Proceedings of the international workshop on Monitoring Crustal Dynamics in Earthquake Zones Strasbourg, Aug.29 - Sept.5, 1978, p.407-420.*

5. D e n i s C. Static and dynamic effects in theoretical Love numbers. *Proceedings 8th international symposium of Earth tides, Bonn, 19-24 sept. 1977, inst. theoretische geodasie Universitat Bonn, p.709-729.*

6. В е н е д и к о в А.П. Анализ земноприливных регистраций. Working Group 3.3 - Study of the Earth tides, Bull N 1, Hungarian geoph. inst. "Roland Eotvos" Comission of KAPG. Budapest, 1978, p.1-47.

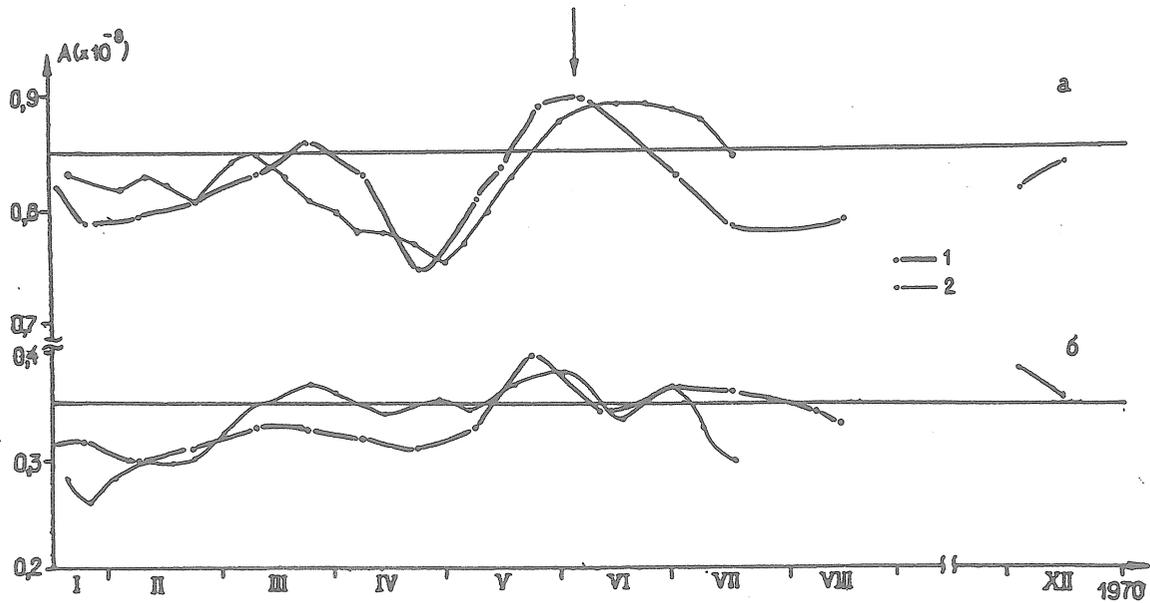


Figure 1

Variation temporelle des amplitudes des ondes de la déformation de marée à la station de Talgar : on indique par une flèche l'époque du tremblement de Terre du 5/6/1970
a - pour l'onde M_2 ; b - pour l'onde K_1 ; 1 - réduction d'après la méthode de Venedikov; 2 - réduction d'après la méthode de Pertsev.

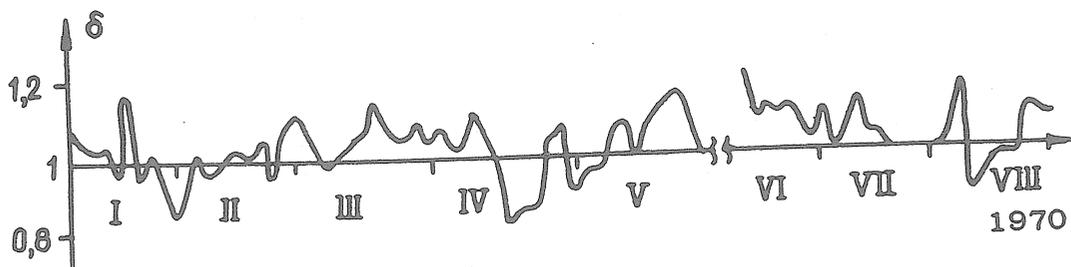


Figure 2

Variation de "δ" - valeur proportionnelle à l'amplitude des ondes semi-diurnes de janvier à août 1970.

Etude du lien entre les paramètres
des déformations de marées et des inclinaisons
et les structures locales et régionales de la lithosphère

D. Simon
Institut central de physique de la Terre
Académie des Sciences

Prévision des tremblements de Terre N° 8 - pp 108-111 - 1988

Il existe dans la littérature des marées terrestres des dernières années une série de données expérimentales indiquant une relation entre les paramètres de marées et les structures lithosphériques locales et régionales [1 à 4]. Pour expliquer l'effet observé nous présentons des calculs sur modèles [2, 7]. Ces calculs n'ont cependant pas eu le succès souhaité puisque leurs résultats s'écartent à un degré important des données observées.

Nous avons ensuite essayé de découvrir les causes les plus importantes de ces divergences et de développer les méthodes qui conviennent pour les mesures et l'analyse afin de garantir la possibilité de recherches plus précises des phénomènes établis.

La théorie des actions de structure de King et Bilham [5] est à la base des essais d'interprétation mentionnés. Ils développent le champ de variations de marées observées à l'intérieur de la région où se font les mesures (par exemple, sur une surface de 100 x 100 m²) en deux composantes.

$$e_{ij}^{obs}(\varphi, \lambda, r) = e_{ij}^N(\varphi_0, \lambda_0, r_0) + e_{ij}^L(\varphi, \lambda, r); \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \varphi_0 - |\Delta \varphi_0| &\leq \varphi \leq \varphi_0 + |\Delta \varphi_0|, \\ \lambda_0 - |\Delta \lambda_0| &\leq \lambda \leq \lambda_0 + |\Delta \lambda_0|, \\ r_0 - T - |\Delta r_0| &\leq r \leq r_0 - T + |\Delta r_0|, \end{aligned} \quad (2)$$

$$|\Delta \varphi_0| = |\Delta \lambda_0| = |\Delta r_0| = 100 m,$$

et notamment sur le champ normal e_{ij}^N qui, dans le domaine de réalisation des mesures est constant, et sur le champ e_{ij}^L qui dans ce même domaine (2) représente les déformations dépendant des coordonnées du point d'observation. φ , λ et r sont les coordonnées géocentriques du point de mesures à l'intérieur de la région (2). $M(\varphi_0, \lambda_0, r_0 - T)$ désigne les coordonnées du point central, T est la profondeur de M sous la surface.

Le champ normal se compose du champ direct des déformations e_{ij}° et du champ des déformations déterminé par l'effet indirect e_{ij}^{obs} :

$${}^N e_{ij} = e_{ij}^0 + e_{ij}^{oc} \quad (3)$$

Entre les composantes du champ local des déformations de marées e_{ij}^L et les composantes du champ normal e_{hl}^N il doit exister, conformément aux représentations du modèle de King et Bilham, une relation linéaire qui, à l'aide du tenseur du 4ème rang

$$K_{ij}^{hl}(\varphi, \lambda, r)$$

peut être écrite sous la forme suivante :

$$e_{ij}^L(\varphi, \lambda, r) = K_{ij}^{hl}(\varphi, \lambda, r) e_{hl}^N(\varphi_0, \lambda_0, r_0) \quad (4)$$

Ainsi

$$K_{ij}^{hl} e_{hl}^N = K_{ij}^{11} e_n^N + K_{ij}^{12} e_{12}^N + K_{ij}^{13} e_{13}^N + K_{ij}^{22} e_{22}^N + K_{ij}^{23} e_{23}^N + K_{ij}^{33} e_{33}^N \quad (5)$$

Prenant en considération les conditions de symétrie

$$e_{ij} = e_{ji} \quad (6)$$

et une longueur d'onde suffisamment grande de déformations provoquées par les marées et des tensions en comparaison avec la profondeur de la station, on peut lier les équations (4) et (5)

$$e_{ij}^L(\varphi, \lambda, r) = K_{ij}^{00}(\varphi, \lambda, r) e_{00}^N + K_{ij}^{\lambda\lambda}(\varphi, \lambda, r) e_{\lambda\lambda}^N + K_{ij}^{\theta\lambda}(\varphi, \lambda, r) e_{\theta\lambda}^N \quad (7)$$

puisque dans la région des mesures (2) sont linéairement indépendantes uniquement les trois composantes du champ normal des variations de marées respectivement différentes de zéro. On a obtenu des équations analogues pour les composantes complémentaires au champ des inclinaisons

$$\begin{aligned} i_0^L(\varphi, \lambda, r) &= C_0^{00}(\varphi, \lambda, r) e_{00}^N + C_0^{\lambda\lambda}(\varphi, \lambda, r) e_{\lambda\lambda}^N + C_0^{\theta\lambda}(\varphi, \lambda, r) e_{\theta\lambda}^N, \\ i_\lambda^L(\varphi, \lambda, r) &= C_\lambda^{00}(\varphi, \lambda, r) e_{00}^N + C_\lambda^{\lambda\lambda}(\varphi, \lambda, r) e_{\lambda\lambda}^N + C_\lambda^{\theta\lambda}(\varphi, \lambda, r) e_{\theta\lambda}^N, \\ i_\theta^L(\varphi, \lambda, r) &= C_\theta^{00}(\varphi, \lambda, r) e_{00}^N + C_\theta^{\lambda\lambda}(\varphi, \lambda, r) e_{\lambda\lambda}^N + C_\theta^{\theta\lambda}(\varphi, \lambda, r) e_{\theta\lambda}^N, \\ i_\lambda^V(\varphi, \lambda, r) &= C_\lambda^{00}(\varphi, \lambda, r) e_{00}^N + C_\lambda^{\lambda\lambda}(\varphi, \lambda, r) e_{\lambda\lambda}^N + C_\lambda^{\theta\lambda}(\varphi, \lambda, r) e_{\theta\lambda}^N. \end{aligned} \quad (8)$$

Les symboles "H" et "V" désignent les composantes horizontale et verticale. θ est la direction du méridien, λ est la direction du premier vertical.

Dans les équations (7) et (8) de King - Bilham se reflète, dans les facteurs appelés associés, la dépendance des composantes complémentaires des déformations et des inclinaisons en fonction des paramètres locaux, de la forme de la cavité et de la topographie locale. Par conséquent, l'influence de la structure lithosphérique régionale doit être contenue dans la composante du champ normal e_{ij}^N . Pour tenir compte de cette influence il est utile de disposer du champ normal dans deux composantes :

$$e_{ij}^N = e_{ij}^{NN} + e_{ij}^R = (e_{ij}^{0NN} + e_{ij}^{0cNN}) + (e_{ij}^R + e_{ij}^K), \quad (9)$$

où e_{ij}^R est analogue à l'équation (4) de la composante du champ (régional) complémentaire des déformations :

$$e_{ij}^R(\varphi_R, \lambda_R, r_R) = L_{ij}^{hl}(\varphi_R, \lambda_R, r_R) e_{hl}^{NN}(\varphi_R, \lambda_R, r_R). \quad (10)$$

Le symbole "R" indique une région plus étendue d'observations à l'inverse de (2). On propose de ramener l'expression (10) de King Bilham pour l'influence régionale par l'introduction de différents coefficients de la relation des effets de marée direct et indirect à la formule suivante

$$e_{ij}^R = M_{ij}^{hl} e_{hl}^{0NN} + N_{ij}^{hl} e_{hl}^{0cNN}. \quad (11)$$

De cette façon on peut faire les calculs des différentes actions de la région tectoniquement affaiblie pour un éloignement relativement faible de l'océan sur les composantes perturbées de la marée solide et de charge. Le résultat négatif des essais de la modélisation dans la région d'observation à l'aide d'un groupe clinométrique fait par Mälzer et al. [6] ne s'explique que par l'imprécision de la détermination des coefficients de la relation respectivement C_j^{hc} , C_j^{hc} dans l'équation (8) ce qui résulte de :

- 1) une connaissance imprécise des paramètres de données, de la répartition des cavités, en incluant les fractures, de la surface de partage etc ... dans la région des mesures;
- 2) l'information quant à la structure du milieu aux modèles de calculs simples.

La méthode appliquée pour la modélisation par éléments finis demande beaucoup de travail. L'ampleur des calculs devant rester dans des limites raisonnables, on ne peut appliquer que les modèles à trois dimensions les plus simples, qui ne permettent pas de rassembler des données géologiques, topographiques et provoquées par les effets de couverture de la relation. On n'a pas pris non plus intérêt au fait que dans l'équation (8) à côté des facteurs associés (par les coefficients de la relation) les amplitudes des composantes des variations de marées du champ normal sont connues de façon imprécise. Leur valeur et le déphasage sont obtenus comme résultat des trois calculs de modèles séparés :

- 1) des amplitudes des ondes des déformations e_{ij}^0 de l'effet de marée direct;
- 2) des cartes cotidales et des composantes correspondantes des déformations et des inclinaisons (effet indirect);
- 3) de l'influence des éléments globaux de structures régionales de la lithosphère sur les paramètres harmoniques du champ normal des déformations.

Les erreurs dans les coefficients et les erreurs dans les calculs des trois modèles séparés pour les composantes du champ normal s'additionnent dans le résultat final de la modélisation locale. C'est pourquoi nous proposons de faire le contrôle de chaque modèle cité plus haut et d'essayer de proposer pour cela une méthode de vérification convenable.

Le problème le plus important dans cette relation a trait à la possibilité d'augmenter les amplitudes des ondes de déformations provoquées par les marées océaniques par rapport aux influences de structures régionales de la lithosphère. A ce problème on peut répondre par la comparaison des amplitudes des ondes des déformations et des inclinaisons dont les périodes sont celles de M_2 , O_1 , K_1 en plusieurs points du continent européen, à différentes distances de l'Atlantique. Les procédés correspondants des mesures sont déduits des équations (7) et (8) de King - Bilham. Pour obtenir les résultats voulus il faut soit avoir des données obtenues à l'aide d'un déformographe installé le long de la fracture, soit les enregistrements d'au moins deux clinomètres qui enregistreraient les inclinaisons de marées avant et après la surface artificielle de la coupure, le long de celle-ci.

Les mesures relatives sur les surfaces artificielles de partage peuvent également aider à diminuer les erreurs qui se manifestent lors de la vérification du modèle de King - Bilham par les observations dans la région. On peut ainsi éliminer tous les effets qui ne sont pas provoqués par la fracture artificielle et on peut construire des modèles simples pour la structure montagneuse locale qui se contrôlent par des méthodes de calculs accessibles.

Références

1. B o n a t z M., G e r s t e n e c k e r C.,
S c h u l z e M., Z s c h a u J. Tilt measurements
across the Hunsrück-Thrust, Dtsch.Geod.komm. Bayr.
Akad. d. Wiss.,R.B., 1979, H.231, p.62-72

2. B o n a t z M., W e r n e r Th. Deformation
of Cavity - Topography- and Geology - Effects in
the Teststation Erpel. Dtsch. Geod. komm.Bayr.Akad.
d. Wiss., R.B. 1979, H.231, p.80-94.

3. D u c a r m e B. Some Comments about the Dis-
persion of the clinometric Results, VII. Int. Symp.
on Earth Tides, Sopron 1973, Proc.

4. E m t e r D., J e n s c h A., K i e s e l H.
Finite Element Estimates of Elastic Effects on Ti-
dal Tilt and Strain with Special Respect to Results
from the Schiltach Observatory, Paper,8th.Inf.Symp.
on Earth Tides, Bonn 1977, Proc., p.434-450.

5. K i n g G.C.P., B i l h a m R.G. Tidal tilt
measurements in Europe, Nature, 243, p.74-75.

6. M ä l z e r H., K i e s e l H., Z o r n W.,
E m t e r D.,S c h l e m m e r H., O t t o H. Geze-
itenneigungsmessungen in Geowissenschaftlichen Ge-
meinschaftsobservatorium Schiltach,Dtsch.Geod.komm.
Bayr. Akad. d. Wiss.R.B., 1979,H.245, p.41.

7. Z ü r n W., K i e s e l H., O t t o H., M a l-
z e r H. Phenomenological approach to strain-tilt-
coupling at Schiltach-Observatory. Paper, 8th Int.
Symp.on Earth Tides, Bonn 1977,Proc., p.451-465.

Traduction

Etude des marées terrestres en tant que
mécanisme de détente des tremblements de Terre

K.Z. Kartvelichvili

Institut de géophysique de l'Académie des Sciences de Géorgie

Prévision des tremblements de Terre N° 8 - pp 112-117 - 1988

Les marées terrestres provoquant des tensions dans l'écorce terrestre peuvent constituer un mécanisme de déclenchement des tremblements de Terre. On a consacré à ce problème une grande quantité de travaux [1, 2].

Nous avons choisi d'étudier le rôle des tensions de marées dans l'apparition des tremblements de Terre sous l'aspect suivant : en utilisant les données séismiques et de marées (période de 1960 à 1979) pour le Caucase, comparer les époques des tremblements de Terre avec les phases de l'onde de marée. On a choisi la région du Caucase ayant l'activité séismique la plus élevée (plateau de Djavachetskoi) et on a examiné les tremblements de Terre pour lesquels $M \geq 5$ dans un rayon de 150 km.

Les indices suivants ont servi de base pour ce choix :

1) Le plateau de Djavachetskoi, limité par les coordonnées $\varphi = 40,8^\circ \div 41,5^\circ$ l.N et $\lambda = 43,3^\circ \div 44,3^\circ$ l.E, (fig. 1) constitue une région intéressante car dans l'intervalle de temps étudié ont eu lieu 55 % de tous les séismes pour lesquels on a déterminé, dans la zone séismique du Caucase, les épïcêtres, parmi lesquels : environ 80 % des séismes pour lesquels $K \leq 7$, ~ 40 %, 10 % pour $K = 8$ et $K = 9 \div 11$.

2) La situation favorable de cette région où les stations séismiques sont équipées d'appareils d'une sensibilité élevée.

3) On trouve à proximité du plateau de Djavachetskoi les épïcêtres des forts tremblements de Terre suivants (notés par des petites croix sur la fig. 1).

14 IX 1962	$M=5,2$,	$\varphi = 39,9^\circ$ c.ш.,	$\lambda = 44,1^\circ$ в.д.
29 IX 1968	$M=5,4$,	$\varphi = 39,24^\circ$ c.ш.,	$\lambda = 44,23^\circ$ в.д.
04 III 1976	$M=5,0$,	$\varphi = 41,0^\circ$ c.ш.,	$\lambda = 43,0^\circ$ в.д.
29 IX 1976	$M=5,0$,	$\varphi = 40,9^\circ$ c.ш.,	$\lambda = 42,8^\circ$ в.д.
24 XI 1976	$M=7,0$,	$\varphi = 39,1^\circ$ c.ш.,	$\lambda = 44,0^\circ$ в.д.

La méthode de comparaison des époques d'apparition des tremblements de Terre avec les tensions de marées est la suivante : on construit pour un intervalle de temps déterminé et pour une région donnée, un graphique de la variation de marée de la pesanteur. Chaque jour est ensuite partagé (fig. 2) en intervalles de temps de façon à ce qu'aux maxima et aux minima de la courbe de marée (deux maxima et deux minima par jour) se rapportent 12 heures, aux endroits de la courbe entre les extrêmes successifs également de 12 heures. Un tremblement de Terre ne survient pas à n'importe quel moment : il se produit soit dans le 1er maximum (3 heures), 1er minimum (3 heures) 2ème maximum (3 heures) 2ème minimum (3 heures) soit dans la partie inclinée de la courbe (12 heures) entre les extrêmes successifs. Nous donnons ci-après la table de répartition de la quantité de séismes pour tout l'intervalle étudié et par année.

Nous avons adopté dans la table les notations N_1 , N_2 , N_3 , N_4 , N_5 pour le nombre de séismes respectivement dans le 1er maximum, 1er minimum, 2ème maximum, 2ème minimum et dans la partie inclinée de la courbe, et N_6 le nombre total de tremblements de Terre. Le coefficient α a un sens géophysique déterminé : $\alpha = 0$ montre que $N_5 = 0$ et tous les séismes se produisent dans le laps de temps correspondant aux valeurs extrêmes de la courbe de la composante verticale de marée.

La table montre que sur le plateau de Djavachetskoi la valeur moyenne de α pour 19 années était 0,500. En 1974 prédominaient les tensions tectoniques d'un seul type ($\alpha = 0,612$) et en 1977 de l'autre type ($\alpha = 0,444$).

Le coefficient α peut être utilisé comme paramètre de prévision. La figure 3 donne un graphique de la variation dans le temps des valeurs mensuelles α et N_6 . Sur le graphique sont notées x les époques des tremblements de Terre proches les plus forts qui ont eu lieu en 1976.

1. 29 IV 1976 $M=5,0$, $\varphi = 40,9^\circ$, $\lambda = 42,8^\circ$, $h = 5$ км
2. 28 VП 1976 $M=6,2$, $\varphi = 43,17^\circ$, $\lambda = 45,60^\circ$, $h = 30$ км
3. 24 XI 1976 $M=7,0$, $\varphi = 39,1^\circ$, $\lambda = 44,0^\circ$, $h = 33$ км

La comparaison de ce graphique avec les époques des séismes importants a permis de tirer la conclusion qu'avant les séismes où $K > 9$ sur le plateau de Djavachetskoi ou avant les séismes importants où $M \geq 5$ dans les régions proches, la valeur du coefficient α augmente et le nombre total des séismes N_6 diminue. Après le séisme α diminue et N_6 croît.

En particulier, en août 1976 on a noté une diminution de l'activité séismique sur le plateau de Djavachetskoi : le nombre N_6 a été plus bas que la valeur mensuelle moyenne pour la période étudiée en 19 ans, en octobre 1976 il a atteint la valeur minimale. Pour cette époque α atteint 1,0 (fig. 3). En novembre α commence à diminuer et le 24 novembre se produit le séisme dans la région Van ($M = 7,0$). Après le séisme la valeur α continue de diminuer et le nombre N_6 croît mais nettement plus lentement qu'après les séismes qui se sont produits sur le même plateau.

α et N_6 ont changé de façon analogue avant les autres

séismes ce qui fut particulièrement sensible pour les séismes qui se préparent dans les directions Sud et Sud-Ouest du plateau de Djavachetskoi et moins sensible pour les séismes qui se produisent plus au Nord de la région étudiée. Les causes peuvent en être les nombreuses fractures trans-zonales et entre zonales passant plus au Nord du plateau de Djavachetskoi et qui, apparemment, jouent un rôle d'écran.

On a utilisé les données publiées dans : Tremblements de Terre en URSS pour 1962 à 1966. Bulletin séismologique du Caucase pour 1968, 1971, 1975 à 1977 et également le système de recherche d'information des tremblements de Terre du Caucase créé à l'Institut de Géophysique de l'Académie des Sciences de Géorgie.

BIBLIOGRAPHIE

1. M e l c h i o r P. The Tides of the Planet Earth. Pergamon Press, 1978.

2. П а р и й с к и й Н.Н., А р т а м а с о в а Г.Н., К р а м е р М.В. К вопросу о роли приливных напряжений как спускового механизма при землетрясениях. - В сб.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука, 1970, с. 62-63.

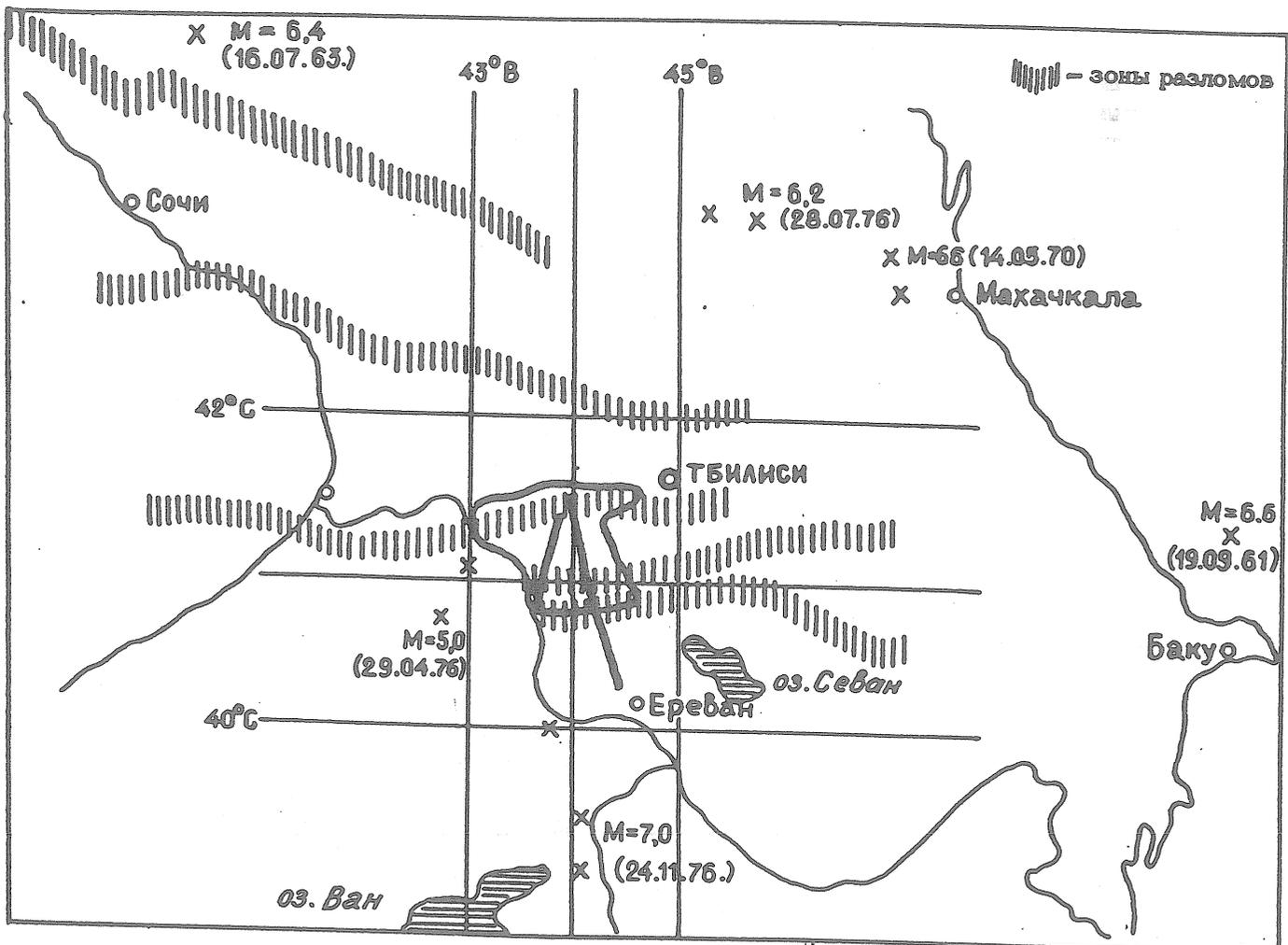


Figure 1 Carte de la zone séismique du Caucase.

Table 1

N ^o		N ₁	N ₂	N ₃	N ₄	N ₅	N ₆	$\alpha = \frac{N_6}{N_5}$
1	1960	56	59	32	60	209	416	0,502
2	1961	87	54	51	59	263	514	0,512
3	1962	48	64	62	75	252	501	0,503
4	1963	44	47	45	42	171	349	0,490
5	1964	37	47	43	41	181	349	0,519
6	1965	32	34	28	34	149	277	0,538
7	1966	46	50	45	48	172	361	0,477
8	1967	34	44	40	47	247	412	0,600
9	1968	44	23	27	49	150	293	0,512
10	1969	49	47	52	44	169	361	0,468
11	1970	38	38	34	39	155	304	0,510
12	1971	83	45	34	55	185	402	0,460
13	1973	23	16	29	23	90	181	0,497
14	1974	30	19	20	30	156	255	0,612
15	1975	28	40	40	43	125	276	0,453
16	1976	24	29	17	38	110	218	0,505
17	1977	53	66	76	53	198	446	0,444
18	1978	65	95	74	70	293	597	0,491
19	1979	107	115	94	83	356	755	0,472
Σ		928	932	843	933	3631	7267	0,500

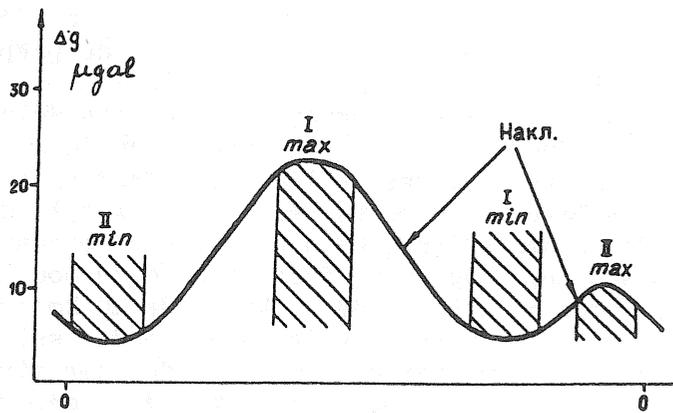


Figure 2 Partage de la courbe de l'allure journalière de la variation de marée de la pesanteur sur des intervalles de temps.

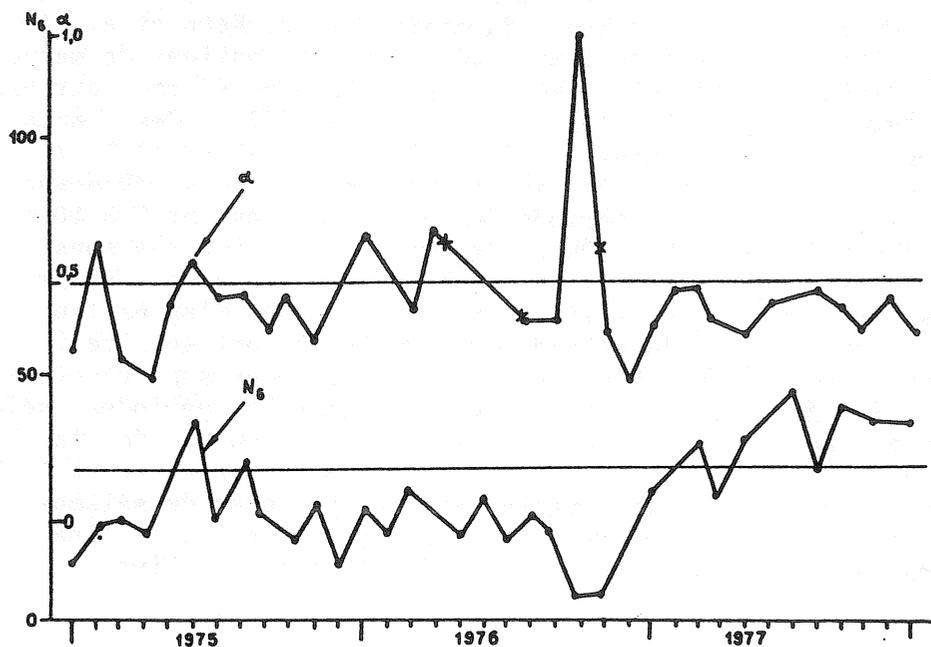


Figure 3 Graphique de la variation de α et N_6 pour 1975 à 1977.

Traduction

Sur les variations des déformations de marées
en relation avec le tremblement de Terre de
Jalanach-Toupskii de mars 1978.

L.A. Latinina, A.V. Tikhomirov
Institut de Physique de la Terre d'URSS, Moscou.

Prévision des tremblements de Terre N° 8 pp 118-124 - 1988.

Au cours de ces deux dernières décennies, les marées terrestres ont attiré l'attention des chercheurs s'occupant du problème de la prévision des tremblements de Terre. Il existe des essais d'utiliser les déformations de marées terrestres en tant qu'indicatrices de variations de la composition mécanique du milieu dans les zones de préparation des séismes. L'idée de l'instabilité temporelle des marées dans la période de préparation des séismes a été émise par E. Nishimura en 1950 [1]. C. Beaumont et G. Berger [2] ont considéré comment varient les déformations de marées et les inclinaisons lors d'une variation du module d'élasticité dans un certain volume de l'écorce terrestre. Récemment ils ont donné la base des données séismiques sur la décroissance des vitesses des ondes séismiques dans la zone épacentrale. Pour une région dilatante, région de décroissance du module d'élasticité, d'une étendue en surface de 40 km et de 20 km en profondeur et lors de la diminution de la vitesse des ondes séismiques longitudinales une variation maximale de 15 % des amplitudes des inclinaisons de marées y est égale à 50 %, des déformations de marées de 30 %. Avec une précision de détermination des amplitudes de 2 % de la variation de la déformation on peut le déceler à une distance de 120 km du foyer. Sous un aspect plus général le même problème a été examiné par S.M. Molodenskii [3].

Un groupe de chercheurs japonais Mikumo, Kato et al. [4] ont noté les variations des amplitudes des déformations de marées à une distance de 50 et 65 km des épacentres de séismes atteignant une magnitude 6.6 (9.9.1969) et 6.0 (31.8.1972). Ces variations enregistrées dans deux stations atteignent 10 et 15 % lors de l'écart standard pour des différences des valeurs observées et théoriques de 4 %. La période des variations est de 7 à 10 mois.

Le travail de M.V. Okhotsimiskii sur les inclinaisons de marées dans la station de Talgar [5] se rapporte à ce problème. Dans ce travail les inclinaisons sont prévues d'après leurs valeurs au cours de la période précédente et sont soustraites des valeurs réellement observées. Les différences sont voisines de zéro les jours calmes et sont grandes dans les périodes séismiquement actives. L'auteur interprète ce résultat de la façon suivante : l'allure de l'inclinaison traduit la marée et la composante tectonique, importante dans les périodes de séismes, s'en détache. Une autre interprétation est possible : l'inclinaison de marée varie au cours des périodes de séismicité active.

Nous avons examiné les variations des amplitudes des ondes de marées en relation avec le séisme de Loutchoskii le 3.10.1967. La magnitude du séisme est 4.5, la distance à la station de Kondara où ont été faites les observations extensométriques est de 20 km. Nous sommes également partis de la notion que l'amplitude des ondes de marées près du foyer peut varier à cause d'une variation de l'élasticité effective du milieu. Mais est apparue l'hypothèse que ces variations sont les plus importantes dans les zones de fractures où la roche est morcelée et les modules d'élasticité sont diminués. A la station de Kondara les extensomètres travaillent dans la zone de fracture. Dans la fracture sécante les amplitudes des ondes sont plus grandes que les valeurs théoriques de 60 % pour l'onde M_2 et de 100 % pour l'onde O_1 . Dans cette même direction, 1,5 mois avant le tremblement de Terre, on a noté une diminution de l'amplitude de l'onde M_2 de 6%.

L'erreur de détermination est de 3 %. Pour l'onde O_1 on n'a pas obtenu [6] de variations au delà du niveau de bruit. On a fait l'analyse des déformations de marées enregistrées à la station de Talgar en 1970 en liaison avec le tremblement de Terre de Sarikamich du 5.6.1970 [7]. Des indications complémentaires se rapportant à ce tremblement de Terre sont données dans cette publication [8].

Dans notre travail nous examinerons les paramètres de la marée lors du tremblement de Terre de magnitude 6.8 à Jalanach-Tioupskii qui a eu lieu dans le Tian-Shan Nord à une distance de 130 km au Sud-Est de Alma-Ata. Les observations de déformations ont été faites à l'observatoire de Tourgen de l'Institut de Sismologie de l'Académie des Sciences du Kazakhstan selon le plan des travaux menés en commun avec l'Institut de Physique de la Terre de l'Académie des Sciences d'URSS. Des extensomètres en quartz d'une base d'environ 25 m ont fonctionné en système enregistreur photooptique garantissant une sensibilité aux déformations de $5 \cdot 10^{-9}$. L'enregistrement a été fait dans deux azimuts, deux appareils ayant fonctionné dans chaque direction.

Dans les limites de la station passe une fracture tectonique qui est une branche de la fracture de Zaliiskii. Les appareils 1,2 orientés suivant la direction $N 38^\circ E$ coupent la fracture, les appareils 3,4 dans la direction $N 33^\circ W$ ne la coupent pas (tables 1 à 4). Les données sur l'allure des déformations dans cette station pour plusieurs années sont présentées dans le travail [9].

L'allure des déformations est analysée par la méthode de 29 jours de Pertsev avec déplacement d'un jour. On a réduit les intervalles séparés de 1974 et 1975 et les grandes séries d'observations pour 1976 et 1978. Les données des appareils 1 et 2 ont permis de faire plus de 800 séries, celles des appareils 3 et 4, plus de 350. Dans les tables de 1 à 4 on a donné les amplitudes et les déphasages pour les ondes M_2 et O_1 obtenus pour les séries indépendantes ou faiblement dépendantes. Les déphasages sont calculés en tenant compte de l'orientation des appareils.

Pour les séries de 1974 à 1977 les valeurs moyennes des amplitudes des ondes pour la direction coupant la fracture (table 1) sont :

$$A_{M2} = (0,94 \pm 0,02) \cdot 10^{-8}, A_{O1} = (0,62 \pm 0,01) \cdot 10^{-8}.$$

Les valeurs théoriques sont respectivement égales à :

$$0,96 \cdot 10^{-8}, 0,61 \cdot 10^{-8} \text{ pour } h = 0,60, \quad = 0,07$$

$$0,95 \cdot 10^{-8}, 0,57 \cdot 10^{-8} \text{ pour } h = 0,611, \quad = 0,083.$$

Les valeurs moyennes des amplitudes des ondes d'après les observations de 1978 sont (table 2) :

$$A_{M2} = (1,25 \pm 0,01) \cdot 10^{-8}, A_{O1} = (0,81 \pm 0,01) \cdot 10^{-8}.$$

Ainsi, depuis janvier 1978, l'amplitude des ondes a augmenté de 30 % en comparaison avec la période précédente. Ces variations dépassent sensiblement les erreurs de mesure. Les valeurs moyennes du déphasage ont également varié mais dans les limites des erreurs de leur détermination.

Dans la direction parallèle à la fracture les amplitudes des ondes sont sensiblement plus petites que les valeurs théoriques (tables 3, 4). On n'a pas noté de variation systématique des amplitudes des ondes en 1978 par rapport à la période précédente.

Ainsi, les amplitudes des ondes M_2 et O_1 dans la direction coupant la fracture ont varié de 30 %. Cette variation significative, si on tient compte de ce que l'erreur quadratique moyenne de la moyenne est de 2 % et l'erreur d'une valeur unitaire, 10 %. La nouvelle valeur des amplitudes se maintient depuis la fin de l'intervalle étudiée jusqu'à la fin de 1978. On n'a pas réussi à expliquer de quelle façon ont crû les amplitudes entre décembre 1977 et janvier 1978 : de façon continue ou par sauts.

Les variations des amplitudes des ondes de marées peuvent être liées avec le tremblement de Terre du 24.3.1978. Une concordance de cet effet avec le mécanisme au foyer du tremblement de Terre et l'allure lente de la déformation dans la station existe. Lors du tremblement de Terre on a relevé des compressions dans la direction Nord-Sud. Ainsi la roche a été élargie. Dans les directions correspondant à l'orientation des appareils dans la station il y avait également une dilatation.

Si des processus plastiques précèdent la fracture au foyer alors les variations de la composante de tension doivent avoir dans les environs du foyer la même tendance qui se réalise lors de la fracture. C'est pourquoi, on peut supposer qu'un certain temps avant le tremblement de Terre il s'est produit une dilatation. On a effectivement enregistré une dilatation à la station Tourgen qui s'est développée au cours d'une série d'années avec une vitesse moyenne de $1,5 \cdot 10^{-6}$ par an. Dans la période du 10.12.1977 jusqu'à la fin de janvier la dilatation s'est produite avec une vitesse sensiblement plus grande $0,5 \cdot 10^{-6}$ par mois.

La dilatation dans les conditions de la roche brisée peut s'accompagner d'une ouverture de fentes et une diminution de l'élasticité effective du milieu ce qui amène à son tour à un accroissement des amplitudes des ondes de marées.

Il est difficile d'obtenir une estimation quantitative de l'effet attendu. Si on utilise les résultats de Beaumont et Berger [2] et si on prend pour le tremblement de Terre envisagé

les paramètres suivants : étendue du foyer de 30 à 40 km, distance à la station de 80 km, décroissance de la vitesse des ondes séismiques longitudinales au foyer de 15 % alors la variation de l'amplitude des déformations de marées au point d'observation ne dépasse pas 5 %. La variation observée est de 30 % et nous la relierions avec l'influence de la perturbation tectonique dans la zone de laquelle se font les mesures. L'affaiblissement du matériau doit s'accompagner d'une variation de ses caractéristiques élastiques. Cela ne fait aucun doute. La difficulté réside dans le fait que l'affaiblissement du matériau doit également s'accompagner d'une grande déformation de volume qu'on n'a pas observé dans notre cas. Conformément aux données de laboratoire, lors de la variation du module d'élasticité des roches d'une dizaine de pourcents leur densité varie d'une unité en pourcent, et lors de la présence de micro-fractures c'est d'une partie de pourcent [10]. Il est possible que dans la roche brisée par des fentes plates, les effets de dilatation de volume accompagnant la variation de l'élasticité sont moindres. La dilatation avant le tremblement de Terre est de l'ordre de 10^{-6} .

Ainsi, on a enregistré un cas de variation importante des amplitudes des ondes de déformation de marée. Cette variation s'est produite 2 à 3 mois avant le tremblement de Terre de Jalanch-Tioupskii dans les environs de son foyer. La nature de cette variation et de son lien avec le tremblement de Terre exige une étude ultérieure.

REFERENCES

1. N i s c h i m u r a E. On Earth tides: - Trans. Am. Geophys. Union. 1950, vol.31, p.357.
2. B e a m o n t C., B e r g e r G. Earthquake prediction: Modification of the Earth tide tilts and strains by dilatancy. Geophys. J., 1974, v.39, N 1, p.111.
3. М о л о д е н с к и й С.М. Об изменении амплитуд и фаз приливных наклонов и деформации во времени. - Наст. сборник, с. 54-60.
4. М i k u m o T., К а t o M., D o i H. et al. Possibility of temporal variations in Earth tidal strains in amplitudes associated with major Earthquakes. - J. Phys. Earth, 1977, vol.23, p.123.
5. О х о ц и м с к а я М.В. К вопросу о связи наклонов с землетрясениями. - В кн.: Земные приливы и внутреннее строение Земли. М.: Наука, 1967, с.161.
6. Л а т ы н и н а Л.А., Р и з а е в а С.Д. Об изменениях приливных деформаций перед землетрясением. - а) Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 9, с.84; б) Tectonophysics, 1976, 51, №1-2, p.121.
7. Л а т ы н и н а Л.А., К а р м а л е е в а Р.М. О связи параметров земноприливных деформаций с сейсмичностью в районе Алма-Аты. - В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. М.: Радио и связь, 1981, с.16-20.
8. В е н е д и к о в А., Л а т ы н и н а Л.А., К а р м а л е е в а Р.М. О приливных деформациях в период Сарокамьшского землетрясения 5 У1 1970 г. - Наст. сборник, с.104-107.
9. Т и х о м и р о в А.В., Л а т ы н и н а Л.А. О деформациях земной коры на Северном Тянь-Шане по данным геофизической обсерватории Тургенъ. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1978, № 5, с.68.
10. С т а х о в с к а я З.И. Влияние пористости в твердых материалах на зависимость скоростей упругих волн от давления. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1971, № 8, с.77-81.

TABLE 1.

Paramètres des ondes de marées dans la direction N.38°E. Station de Tourgen.

№№ п/п	Jour moyen de la série	Nombre d' appareils	Amplitudes $\times 10^{-8}$		Différence de phases en degrés	
			M_2	O_1	M_2	O_1
1	25 Y 1974	1	0,98	0,63	15	26
2	7 Y1	1	0,92	0,64	21	27
3	26 Y	2	0,85	0,54	11	26
4	7 Y1	2	0,86	0,53	18	22
5	12 X1 1975	1	1,03	0,54	6	10
6	12 XП	1	1,08	0,94	22	-18
7	12 X1	2	1,05	0,66	4	18
8	12 XП	2	1,05	0,81	4	12
9	19 1 1976	2	0,90	0,65	-2	21
10	19 П	1	0,91	0,63	0	9
11	19 П	2	0,70	0,49	1	27
12	19 Ш	1	0,99	0,64	4	6
13	19 Ш	2	0,98	0,66	-4	4
14	19 1Y	1	1,01	0,73	3	7
15	19 1Y	2	0,93	0,64	-3	9
16	19 Y	1	0,91	0,61	5	7
17	19 Y	2	1,06	0,75	-6	-5
18	19 Y1	1	0,97	0,65	0	-4
19	19 Y1	2	1,01	0,77	-3	6
20	19 YП	1	0,94	0,50	6	2
21	19 YП	2	0,73	0,33	4	2
22	13 YШ	1	0,90	0,58	-1	1
23	1 X 1977	1	0,94	0,35	8	-2
24	19 X1	1	0,82	0,51	4	16
Moyenne			$0,94 \pm 0,02$	$0,62 \pm 0,03$	5 ± 2	9 ± 3
Théorique pour $h = 0,611,$ $l = 0,083$			0,95	0,57		

TABLE 2.

Paramètres des ondes de marées dans la direction N.38°E. Station de Tourgen (période du tremblement de Terre du 24 mars 1978).

№№ n/n	Jour moyen de la série	Nombre d' appareils	Amplitudes $\times 10^{-8}$		Différence de phases en degrés	
			M_2	O_1	M_2	O_1
1	14 П 1978	1	1,22	0,83	3	6
2	14 П	2	1,24	0,82	3	6
3	14 Ш	1	1,23	0,82	1	3
4	14 Ш	2	1,25	0,80	4	13
5	14 У	1	1,23	0,93	5	6
6	19 У	2	1,35	0,88	6	14
7	12 У	1	1,28	0,77	7	6
8	13 У	2	1,28	0,79	7	15
9	19 У1	1	1,29	0,85	4	-7
10	19 У1	2	1,21	0,77	5	-5
11	19 УП	1	1,22	0,81	4	3
12	19 УП	2	1,17	0,81	3	3
13	12 УШ	1	1,19	0,73	3	15
14	12 УШ	2	1,24	0,71	1	6
15	19 X	1	1,21	0,77	4	7
16	19 X	2	1,34	0,81	4	6
17	13 X1	1	1,20	0,77	5	12
18	13 X1	2	1,31	0,87	5	8
Moyenne			$1,25 \pm 0,01$	$0,81 \pm 0,01$	4 ± 1	6 ± 2
Théorique pour $h = 0,611, \quad l = 0,083$			0,95	0,57		

TABLE 3.

Paramètres des ondes de marées dans la direction N.33°W. Station de Tourgen.

№№ n/n	Jour moyen de la série	Nombre d' appareils	Amplitudes $\times 10^{-8}$		Différence de phases en degrés	
			M_2	O_1	M_2	O_1
1	11 1Y 1974	4	0,36	0,29		
2	21 1Y	4	0,40	0,28		
3	11 1Y	3	0,39	0,21		
4	21 1Y	3	0,40	0,21		
5	19 X 1975	4	0,28	0,17	-43	29
6	8 XΠ	4	0,26	0,17	-43	-17
7	19 1 1976	4	0,40	0,32	-44	7
8	19 1	3	0,39	0,32	-43	4
9	13 Π	3	0,34	0,23	-43	-5
10	19 Π	4	0,39	0,25	-40	8
11	19 Ш	4	0,40	0,26	-40	2
12	19 1Y	4	0,43	0,21	-39	-4
13	7 Y	4	0,33	0,20	-27	15
14	19 Y1	4	0,40	0,14	-42	22
15	19 YΠ	4	0,42	0,20	-40	18
16	8 YШ	4	0,42	0,28	-40	4
17	1 X 1977	3	0,22	0,14	-38	7
18	28 X	3	0,23	0,17	-25	21
19	18 X1	3	0,23	0,18	8	44
Moyenne			$0,35 \pm 0,02$	$0,22 \pm 0,01$	-35 ± 4	8 ± 4
Théorique pour a			1,00	0,55		
$h = 0,611,$			$l = 0,083$			

TABLE 4.

Paramètres des ondes de marées dans la direction N.33°W. Station de Tourgen (période du tremblement de Terre du 24 mars 1978).

№№ п/п	Jour moyen de la série	Nombre d' appareils	Amplitudes × 10 ⁻⁸		Différence de phases en degrés	
			M ₂	O ₁	M ₂	O ₁
1	19 1 1978	3	0,30	0,13	-37	2
2	30 1	4	0,38	0,20	-36	3
3	15 II	3	0,32	0,17	-36	-8
4	25 II	4	0,38	0,21	-39	-12
5	12 III	3	0,30	0,16	-38	7
6	11 III	4	0,37	0,18	-28	4
Moyenne			0,34 ± 0,02	0,18 ± 0,01	-36 ± 2	-1 ± 3

Théorique pour 1,00 0,55

$$h = 0,611, \quad l = 0,083$$

Traduction

Estimation des inclinaisons anormales d'origine
tectonique dans les ondes de marées terrestres
 M_2 et O_1 sur le territoire de
l'Ukraine Centrale et Sud-Est.

P.S. Matveyev
Observatoire gravimétrique de Poltava

Prévision des tremblements de Terre N°8 pp 146-156 - 1988

Pour évaluer les inclinaisons anormales de marées propres au territoire de l'Ukraine Centrale et Sud-Est nous avons utilisé les valeurs des paramètres des marées terrestres et obtenues d'après les observations clinométriques effectuées en 1957/79 dans 13 stations de cette région. L'organisation et la réalisation de ces observations ainsi que leur réduction ont été faites selon une méthode uniforme sous notre direction et avec notre participation directe, ce qui a sans aucun doute assuré l'homogénéité des résultats obtenus.

Onze des stations sont situées sur un profil clinométrique de Soumi-Kherson [1 à 3, 12] qui dans son étendue de 500 kilomètres coupe des structures géotectoniques importantes la dépression d'Ukraine Dniepr-Donetz et le Bouclier d'Ukraine. Les deux autres stations sont situées dans le Bassin du Don [4] et en Crimée [5].

L'hypothèse sur la réalité des effets anormaux d'origine géotectonique dans les inclinaisons de marées n'est pas basée sur un éparpillement habituellement assez grand des valeurs et obtenues en plusieurs régions différant par la complexité de la structure de l'écorce terrestre. Par conséquent, reporter le grand éparpillement des résultats uniquement pour le compte de l'influence perturbatrice des marées océaniques ne paraît pas encore possible puisque ce dernier pour des régions limitées a évidemment un caractère commun. C'est pourquoi la recherche des causes expliquant l'anomalie des résultats rencontrés dans la région étudiée [1 à 5], conduit en faisant appel aux erreurs systématiques des observations et à des particularités très importantes de la structure de l'écorce terrestre parmi lesquelles en premier lieu doivent participer les perturbations de fractures. Conformément à la représentation de qualité sur le mécanisme de l'influence d'une fracture sur les inclinaisons de marées observées dans ses environs [1, 6, 7, 12], l'effet perturbateur de la fracture séparée où la zone des fractures sera apparemment dominante sur les effets des particularités durables de la structure de l'écorce terrestre.

Par les considérations méthodiques (pour l'explication du problème sur la représentation des résultats) on a réalisé des

observations en deux points voisins : point de contrôle et point principal peu distants. Ainsi à la station "Poltava" le point de contrôle ("Poltava II") est éloigné du point principal ("Poltava I") de 90 m dans la direction Nord et à la station "Yagouletz", la station principale ("Yagouletz I") la station de contrôle ("Yagouletz II") les points des observations ont été répartis en différents niveaux du même puit. Selon les mêmes considérations, dans le but d'éclaircir le problème si les résultats obtenus ne dépendent pas de l'appareillage clinométrique utilisé, à la station "Velikie Boudicha" et "Soudievka" sur les socles de base on a fait des séries d'observations de contrôle parallèles par des complexes de clinomètres fonctionnant de façon autonome. Ainsi, nous avons à notre disposition 17 résultats indépendants.

Dans l'énumération des points clinométriques ci-après nous nous limiterons à leurs caractéristiques essentielles : son abréviation, nom complet, position géographique approximative, type de salle d'observation et profondeur (en mètres), construction des clinomètres employés (PH - pendules horizontaux de Repsold Levitskii, OST - clinomètres photoélectriques d'A.E. Ostrovskii) et époque des observations :

- CMT - "Samotoyevka" 50,8°N, 35,2°E; galerie 10 m; OST 11 1966 à 10 1968.
- ВЛБ-1 - "Velikié Boudicha"; 49.9°N, 34,6°E; galerie 12 m; OST octobre 1, 1965 à décembre 1966
- ВЛБ-2 - "Velikié Boudicha"; 49.9°N, 34,6°E; galerie 12 m; OST octobre 1, 1965 à décembre 1966
- ПЛТ-1 - "Poltava I" ; 49,6°N, 34,5°E; cave annexe au vieux corps de service , 4 m; PH, 1930 8 à 1941
- ПЛТ-П - "Poltava II"; 49,6N, 34,5E; cave 4 m; est située au nord du point de "Poltava I" OST; 7 1958 à 7 1959
- СДВ-1 - "Soudievka I" 49,5°N, 34,4°E, galerie 12 m; OST; 1 1971 à 2 1973
- СДВ-2 - "Soudievka II" 49,5°N, 34,4°E, galerie 12 m OST; 8 1971 à 9 1973
- ПРГ - "Peregonovka" 49,1°N; 34,2°E; galerie 12 m; OST; 11 1974 à 11 1978
- ЛХВ - "Likhovka" 48,7°N, 33,9°E; galerie 9 m; OST; 7 1967 à 5 1969
- ХРЦ - "Khartysk" 48,0°N, 38,2°E, mine 360m; PH; 5 1973 à 6 1979
- ХРФ - "Khristoforovka" 48,0°N, 33,1°E, galerie 12 m; OST; 7 1973 à 12 1975

- ШМК - "Chmakovo" 48,0°N, 33,4°E; mine 237 m; PH 10 1957 à 2 1960
- ИНГ-1 - "Yngouliets I" 47,7°N; 33,2°E; mine 260 m; PH; 8 1961 à 12 1962
- ИНГ-П - "Yngouliets II" 47,7°N; 33,2°E; mine 129 m; PH 4 1963 à 6 1964
- МРХ - "Mourakhovka"; 47,2°N; 33,0°E; galerie 10 m; OCT. 8 1969 à 8 1972
- ДРВ - "Darievka" 46,8°N; 32,8°E; galerie 7 m; OCT. 7 1964 à 12 1965
- СМФ-2 - "Simféropol II"; 44,9°N; 34,1°E; galerie de mine 25 m; PH 9 1974 à 7 1979.

L'analyse harmonique des observations a été faite d'après le schéma de 30 jours élaboré à l'Observatoire Gravimétrique de Poltava. A titre de contrôle on a appliqué les procédés connus de B.P. Pertsev et A.P. Venedikov. La grande majorité des valeurs des paramètres de γ et $\Delta\psi$ caractérisant les ondes de marées terrestres les plus importantes M_2 et O_1 ont déjà été publiées [2 à 5].

L'inclinaison observée η_N caractérisant n'importe quelle onde de marée terrestre, peut être considérée comme une inclinaison η_0 normale, perturbée par une série d'effets indirects $\Delta_i \eta$. Sous forme vectorielle ceci s'exprime par

$$\vec{\eta} = \vec{\eta}_0 + \sum_i \Delta_i \vec{\eta} \quad (1)$$

où

$$\vec{\eta}_0 = \gamma_0 \cdot \vec{\eta}_T \quad (2)$$

Par inclinaison normale nous entendons selon W. Lambert [13] l'inclinaison caractérisant l'onde donnée dans la marée statique globale proportionnelle à la fonction sphérique du second degré dans la marée terrestre théorique pour une Terre absolument rigide (non déformée). Le rôle du coefficient de proportionnalité en (2) se ramène à la valeur la plus sûre du paramètre obtenue par les observations

$$\gamma_0 = 1 + k - h \quad (3)$$

où k et h sont les nombres de Love.

Dans l'étape actuelle de développement de la méthode il y a lieu de séparer de l'ensemble des effets indirects (le second terme du second membre de l'égalité (1)) au moins, les deux premiers effets à savoir :

$$\Delta_1 \vec{\eta} \quad - \text{l'influence des marées océaniques (mer)} \quad (4)$$

$$\Delta_2 \vec{\eta} \quad - \text{l'influence des particularités de la structure de l'écorce terrestre (effet géotectonique)} \quad (5)$$

Jusqu'à présent il a fallu malheureusement négliger les autres influences indirectes d'amplitudes moindres (effet de couverture, influence du relief, influence des marées atmosphériques et autres).

Ainsi, on doit absolument précéder l'introduction dans ces résultats des corrections tenant compte de l'influence perturbatrice des marées océaniques, la détermination sur la base des résultats de l'analyse harmonique (γ , $\Delta\varphi$) de l'inclinaison anormale $\Delta_2 \vec{\eta}$, ce qui sera la correction de l'inclinaison de marée observée $\vec{\eta}_H$ pour cette influence indirecte c'est-à-dire

$$\vec{\eta}'_H = \vec{\eta}_H - \Delta_1 \vec{\eta} \quad (6)$$

Et seulement après cette correction, l'inclinaison anormale cherchée $\Delta_2 \vec{\eta}$ peut être obtenue comme différence vectorielle entre l'inclinaison "observée" $\vec{\eta}'_H$ et l'inclinaison normale $\vec{\eta}_0$ affranchies de l'influence des marées océaniques, c'est-à-dire

$$\Delta_2 \vec{\eta} = \vec{\eta}'_H - \vec{\eta}_0 \quad (7)$$

Les corrections en γ et $\Delta\varphi$ nécessaires pour la réalisation de l'opération de calcul (6) ont été aimablement calculées pour nous par B.P. Pertsev d'après sa méthode [9, 10] en tenant compte des dernières précisions des cartes cotidales de l'océan mondial.

Les diagrammes vectoriels des inclinaisons de marées $\vec{\eta}'_H$ et $\vec{\eta}_0$ sont des ellipses. Par conséquent, le diagramme vectoriel de l'anomalie $\Delta_2 \vec{\eta}$ représentera également une trajectoire elliptique fermée. C'est pourquoi en passant en (7) aux équations paramétriques des ellipses correspondantes (dans le système des coordonnées dont les axes correspondent aux directions N-S et E-W) il est facile d'obtenir les formules pour le calcul des coordonnées de l'inclinaison anormale $\Delta_2 \vec{\eta}$ sous forme suivante [6, 14]:

$$\begin{aligned} (\Delta_2 \eta)_s &= M \cos(qt - m); \\ (\Delta_2 \eta)_w &= N \cos(qt - n), \end{aligned} \quad (8)$$

où sont introduites les notations :

$$\begin{aligned} M &= (H_T)_s \sqrt{(\alpha_s - \gamma_0)^2 + b_s^2}; \\ N &= (H_T)_w \sqrt{(\alpha_w - \gamma_0)^2 + b_w^2}; \end{aligned} \quad (9)$$

$$(10)$$

$$m = \text{arctg} \frac{(\alpha_s - \gamma_0) \sin A_s - b_s \cos A_s}{(\alpha_s - \gamma_0) \cos A_s - b_s \sin A_s};$$

$$n = \text{arctg} \frac{(\alpha_w - \gamma_0) \sin A_w + b_w \cos A_w}{(\alpha_w - \gamma_0) \cos A_w - b_w \sin A_w};$$

$$\begin{aligned} \alpha_s &= \gamma'_s \cos \Delta\varphi'_s, \quad b_s = -\gamma'_s \sin \Delta\varphi'_s; \\ \alpha_w &= \gamma'_w \cos \Delta\varphi'_w, \quad b_w = -\gamma'_w \sin \Delta\varphi'_w. \end{aligned} \quad (11)$$

Ici H_1 et q sont la valeur théorique de l'amplitude et la vitesse angulaire de l'onde donnée, γ' et $\Delta\psi'$ sont les valeurs corrigées de l'influence des marées océaniques, t est le temps à partir de l'époque t_0 où la partie astronomique de la phase initiale est égale à zéro; A est la composante de la phase initiale dépendant de la position locale de l'observation et de l'azimut et de la composante enregistrée [8]. On a noté par les indices s et w les composantes N.S ($\alpha_s = 0^\circ$) et E.W ($\alpha_w = 90^\circ$).

Avant de procéder au calcul par les formules (8) à (11) des inclinaisons anormales $\Delta_2\eta$ il nous fallait résoudre le problème de l'estimation de quantité de l'inclinaison de marée terrestre normale $\bar{\eta}_0$ dans son interprétation régionale pour laquelle il faut disposer d'une valeur régionale suffisamment représentative du paramètre γ_0 . Dans ce but nous avons calculé, séparément pour les ondes M_2 et O_1 les moyennes vectorielles pondérées des valeurs des paramètres γ' et $\Delta\psi'$ corrigées de l'influence des marées océaniques (avec des poids inversement proportionnels aux carrés des erreurs quadratiques moyennes \mathcal{E}_γ). On a obtenu

$$\begin{aligned} \text{pour l'onde } M_2 : & \dots \\ & \gamma_0 = 0,720 \pm 0,007, \Delta\psi_0 = +0,10^\circ \pm 0,55^\circ ; \\ \text{pour l'onde } O_1 : & \gamma_0 = 0,661 \pm 0,017, \Delta\psi_0 = -1,07^\circ \pm 1,56^\circ ; \end{aligned} \quad (12)$$

Considérant la haute précision de leur détermination, nous avons introduit aussi dans les formules (9) à (11) lors du calcul des anomalies $\Delta_2\eta$ des valeurs individuelles (12) de ce paramètre pour les ondes correspondantes. Pour le paramètre $\Delta\psi_0$ en tenant compte de ses valeurs et de leurs erreurs (12) nous avons pris $\Delta\psi_0 = 0^\circ$.

Les résultats du calcul des paramètres principaux des inclinaisons anormales $\Delta_2\eta$ représentées par les équations (8) sont données dans la table ainsi que les azimuts α' des grands axes des ellipses des diagrammes vectoriels de ces inclinaisons anormales calculées d'après la formule [6, 14] :

$$\alpha' = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{2MN \cos(m-n)}{M^2 - N^2}. \quad (13)$$

Il convient de noter d'abord à partir de l'examen des valeurs obtenues pour les paramètres principaux des anomalies $\Delta_2\eta$ les valeurs relativement faibles des amplitudes M et N de ces anomalies (pour les deux ondes) dans la partie nord du profil de Soumi-Kherson c'est-à-dire dans la région du fossé Dniepr-Donetz. Avec le déplacement vers le Sud, pour le parallèle $\psi \approx 49^\circ N$, les valeurs augmentent sensiblement. Apparemment cette particularité reflète d'une certaine façon les différences dans la tectonique des parties nord, centrale et sud de la région étudiée.

Les données présentées dans la table sont tout à fait suffisantes pour la construction des diagrammes vectoriels des anomalies des inclinaisons qui peuvent être nécessaires dans l'avenir lors des comparaisons détaillées de ces anomalies avec des structures tectoniques individuelles dans le but de déceler la nature et le mécanisme de l'effet indirect géotectonique. Les coordonnées $(\Delta_2 \eta)_s$ et $(\Delta_2 \eta)_w$ nécessaires sont calculées d'après les formules (8). Le passage du temps solaire moyen t , au temps spécial t' des ondes correspondantes permet de substituer dans les formules, au lieu des vitesses angulaires propres φ_i , leurs valeurs généralisées : $\varphi_1 = 15^\circ$ pour les ondes diurnes et $\varphi_2 = 30^\circ$ pour les ondes semi diurnes. Les directions Sud et Ouest ont été prises comme positives.

La figure 1 donne les diagrammes vectoriels des inclinaisons anormales $\Delta_2 \eta$ pour les ondes M_2 et O_1 à la station de "Soudievka" où grâce à la réalisation d'observations parallèles sur le même socle, il a été facile de vérifier comment concordent entre elles les deux valeurs de la même anomalie obtenues indépendamment.

Pour l'onde M_2 il y a une bonne concordance entre les deux ellipses des inclinaisons anormales selon toutes leurs caractéristiques principales : la valeur du rayon vecteur, la direction et la phase de son mouvement et également les directions des grands axes des ellipses. Il est remarquable qu'à la station "Velikie Boudicha" où on a également réalisé des observations parallèles, les deux ellipses des inclinaisons anormales, obtenues de façon indépendante, étaient également en bonne concordance. Tout cela témoigne de ce que la séparation sûre pour l'onde M_2 des inclinaisons anormales $\Delta_2 \eta$ avec des amplitudes de 0,15 msec et plus avec la précision atteinte à ce jour des observations le problème est tout à fait résolu. Pour cela il faut faire les observations dans des stations clinométriques temporaires avec des clinomètres de haute précision installés dans des galeries d'une profondeur d'au moins 10 m et une durée d'au minimum deux ans.

En ce qui concerne l'onde O_1 , comme le montre la figure 1, lors de la comparaison des deux ellipses d'anomalies obtenues indépendamment $\Delta_2 \eta$, une concordance de la plupart des caractéristiques énumérées plus haut ne s'observe pas. On a l'impression que l'inclinaison anormale cherchée $\Delta_2 \eta$ dans l'onde O_1 à la station de "Soudievka" si elle existe est inférieure au niveau des erreurs qu'on peut estimer approximativement ici égale à $\pm 0,3$ msec.

L'exemple examiné montre combien la représentation graphique des inclinaisons anormales $\Delta_2 \eta$ est informelle quant aux ellipses correspondantes. Dans les premiers travaux consacrés aux estimations des inclinaisons anormales prédominait notamment cette forme [1, 12, 14]. Cependant avec la contraction du réseau mondial des stations clinométriques, cette forme de cartes schématiques générales cesse par des détails de second ordre de satisfaire à son objectif principal qui donne une forme compacte à l'information sur la valeur et la direction de l'inclinaison anormale $\Delta_2 \eta$ en un nombre déterminé de points à une époque de temps déterminée. A cette exigence satisfait complètement à notre avis l'application que nous pratiquons sur les cartes schéma-

tiques uniquement des valeurs du vecteur $(\Delta_2 \vec{\eta})_0$ représentant l'inclinaison anormale $\Delta_2 \vec{\eta}$ à l'époque initiale ($t'=0$) selon le temps spécial de l'onde étudiée quand le site d'observation dans la composition relevée sur la bosse de marée terrestre grâce à quoi l'influence des particularités spécifiques de la structure de l'écorce terrestre (par exemple, des fractures) sur l'inclinaison de marée observée sera de valeur maximale.

L'examen de qualité du mécanisme de l'influence de la fracture indique [6, 7] que le vecteur $(\Delta_2 \vec{\eta})_0$ doit être dirigé du côté venant de la fracture et perpendiculairement à l'axe de son orientation. Sous ce rapport, la forme abrégée proposée de représentation graphique des résultats, en possédant la compacité conserve complètement une des qualités importantes des données, notamment leur propriété de prévision c'est-à-dire la possibilité de prédiction selon l'ensemble des vecteurs obtenus avec sécurité $(\Delta_2 \vec{\eta})_0$ de l'existence de fractures non encore découvertes par d'autres méthodes géophysiques.

Nous donnerons sur les figures 2 et 3 les schémas de répartition des vecteurs obtenus $(\Delta_2 \vec{\eta})_0$ dont les valeurs ont été déduites à partir des ellipses anormales représentées sur la figure 1. A cause des conditions insatisfaisantes des observations à "Poltava" et "Ingouliet II" nous n'avons pas d'assurance totale dans les résultats de l'estimation des inclinaisons anormales $\Delta_2 \vec{\eta}$ en ces points. Pour cela nous avons tracé les vecteurs correspondants $(\Delta_2 \vec{\eta})_0$ non pas par des lignes continues mais par des traits interrompus.

Après un examen général des deux cartes schématiques de la répartition des inclinaisons anormales il convient de remarquer les deux particularités de cette répartition :

- 1) les inclinaisons anormales les plus importantes s'observent dans la partie Sud de la région, dans les régions de Krivoroi, Donbass et Crimée;
- 2) les résultats de l'estimation des inclinaisons de marées anormales $(\Delta_2 \vec{\eta})_0$ faite pour les trois régions données d'après les ondes M_2 et O_1 respectivement sont tout à fait concordants.

Le problème de l'interprétation détaillée des inclinaisons anormales découvertes reste malheureusement jusqu'à présent ouvert à cause de l'absence d'une théorie. C'est pourquoi en ce qui concerne la tectonique de la région étudiée nous nous sommes limités ici à porter sur les cartes schématiques les contours de la faille d'Ukraine et la dépression Dniepr-Donietz, et également des structures des fractures principales de la zone de tension de la ceinture plissée de la Méditerranée et de la plate forme Est européenne [11]. Dans cette zone incluant la partie Sud de notre région, l'alignement Oder-Caucase se détache nettement, présentant un ensemble de fractures profondes de l'étendue sublatitudes et Nord-Ouest et la couture tectonique la plus importante limitant depuis le Sud et le Sud-Ouest la plateforme Est européenne.

Sans aucun doute, l'influence des deux structures indiquées se reflète d'une certaine façon dans les valeurs et dans les directions des vecteurs séparés aux points Sud des inclinaisons anormales $(\Delta_2 \vec{\eta})_0$.

Pour le moins, à "Simféropol" où on peut espérer l'apparition d'une influence d'ensemble des deux linéaments cités englobant la Crimée depuis le Sud, l'Ouest et le Nord, l'hypothèse sur la réalité de cette influence n'est pas dénuée de fondement. En ce qui concernent les inclinaisons importantes anormales apparues aux points de "Khartszik" "Shmakovo" "Yngoulietz" et "Khristorovka" elles sont apparemment dans leur partie principale dues à l'influence des fractures profondes dans les régions de Donbass et Krivorog, qui diffèrent par une structure géologique très complexe.

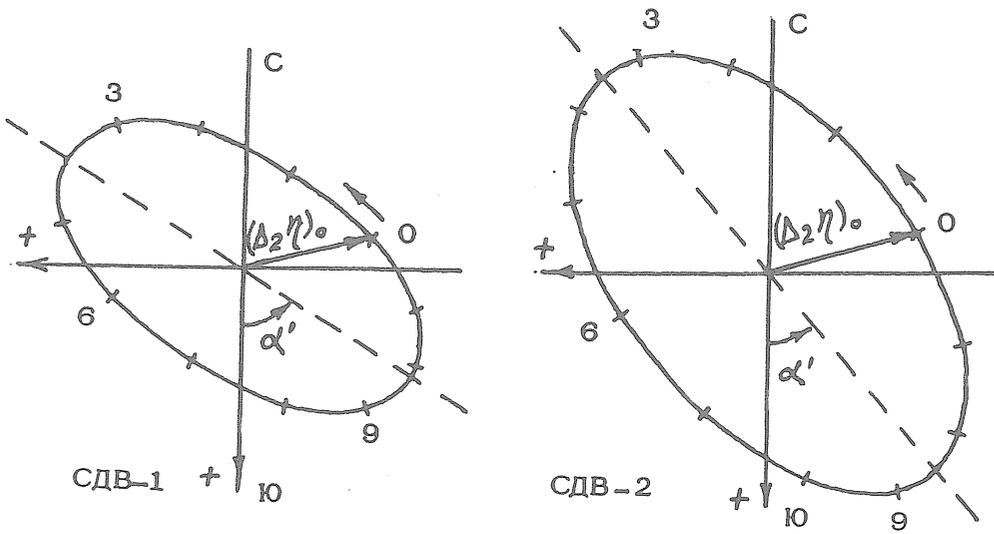
Table

Paramètres principaux des inclinaisons anormales dans les ondes de marées terrestres M_2 et O_1 sur le territoire d'Ukraine Centrale et Sud-Est.

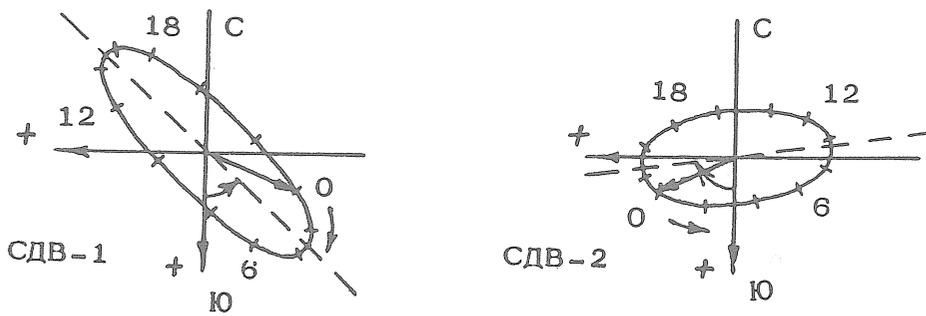
	M_2 ($\gamma_0 = 0.720$)					O_1 ($\gamma_0 = 0.661$)				
	$M,$ УГЛ.МС	m	$N,$ УГЛ.МС	n	α'	$M,$ УГЛ.МС	m	$N,$ УГЛ.МС	n	α'
СМТ	0,42	321°	0,18	142°	-24°	0,10	288°	0,17	259°	60°
ВЛБ-1	0,29	206	0,29	172	45	0,26	168	0,15	14	-29
ВЛБ-2	0,46	210	0,37	193	39	0,18	141	0,05	10	-10
ПЛТ 1	0,41	320	0,27	349	32	0,62	250	0,36	323	14
ПЛТ П	0,70	251	0,38	3	-14	-	-	-	-	-
СДВ-1	0,19	257	0,24	136	-59	0,13	68	0,14	215	-47
СДВ-2	0,29	259	0,26	138	-40	0,06	43	0,12	319	86
ПРГ	0,33	118	0,25	138	36	0,11	252	0,25	344	91
ЛХВ	1,12	171	0,46	159	22	0,24	131	0,26	30	-54
ХРЦ	0,93	36	0,41	45	24	0,72	339	0,25	283	12
ХРФ	0,68	359	0,58	145	-40	0,68	12	0,65	158	-44
ШМК	1,21	221	0,09	179	3	0,80	141	0,25	333	-17
ИНГ 1	1,35	171	0,69	333	-27	0,66	176	0,79	21	-51
ИНГ П	0,36	347	0,33	42	41	1,17	336	0,52	48	9
МРХ	0,16	186	0,30	148	65	0,25	285	0,24	170	-44
ДРВ	0,51	165	0,64	201	53	0,51	109	0,15	240	-12
СМФ-2	0,90	106	1,07	135	51	0,97	262	1,43	188	73

Remarque : Pour le point "Poltava II" l'inclinaison anormale pour l'onde O_1 n'a pas été calculée à cause de la précision extrêmement basse des valeurs de m et n obtenues.

Волна M_2



Волна O_1



0,5 угл. мс

Figure 1

Diagrammes vectoriels des inclinaisons de marées anormales des ondes M_2 et O_1 , à la station "Soudievka" d'après les observations par deux complexes de clinomètres d'Ostrovskii sur le même socle. (C B - 1 : clinomètres 08 et 09; C B - 2 : clinomètres 57 et 66).

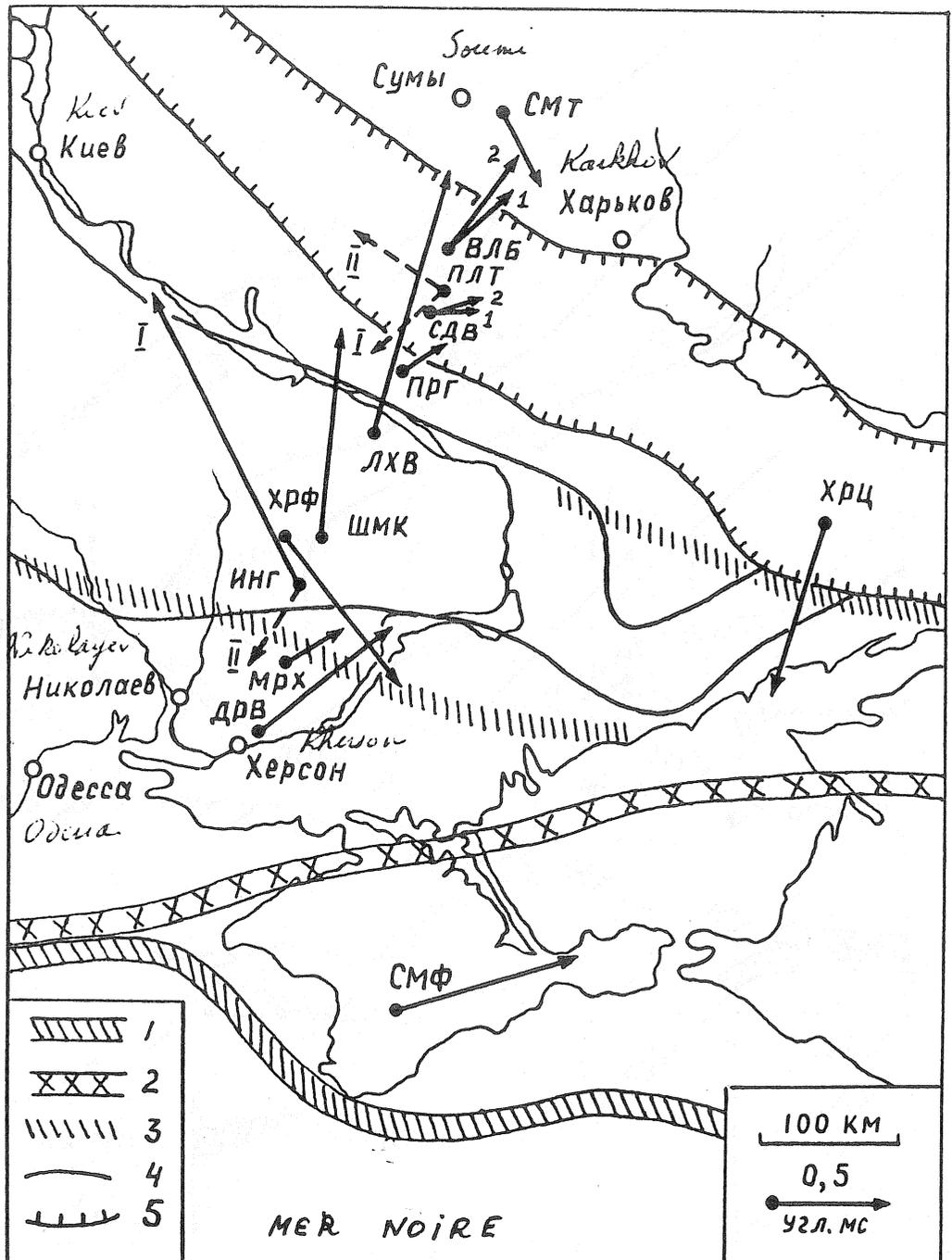


Figure 2

Schéma de la répartition des vecteurs ($\Delta_2 \vec{\eta}$) de l'inclinaison anormale de l'onde M_2 sur le territoire de l'Ukraine Centrale et Sud-Est (situation des alignements principaux d'après A.V. Tchekounova et V.B. Sollogouba [11]) 1 - alignement D du Caucase; 2 - bord limite de la plate forme Est européen; 3 - zones des fractures en déclivité de l'écorce terrestre; 4 - contours de la fente ukrainienne; 5 - contours du creux Dniepr-Donietz.

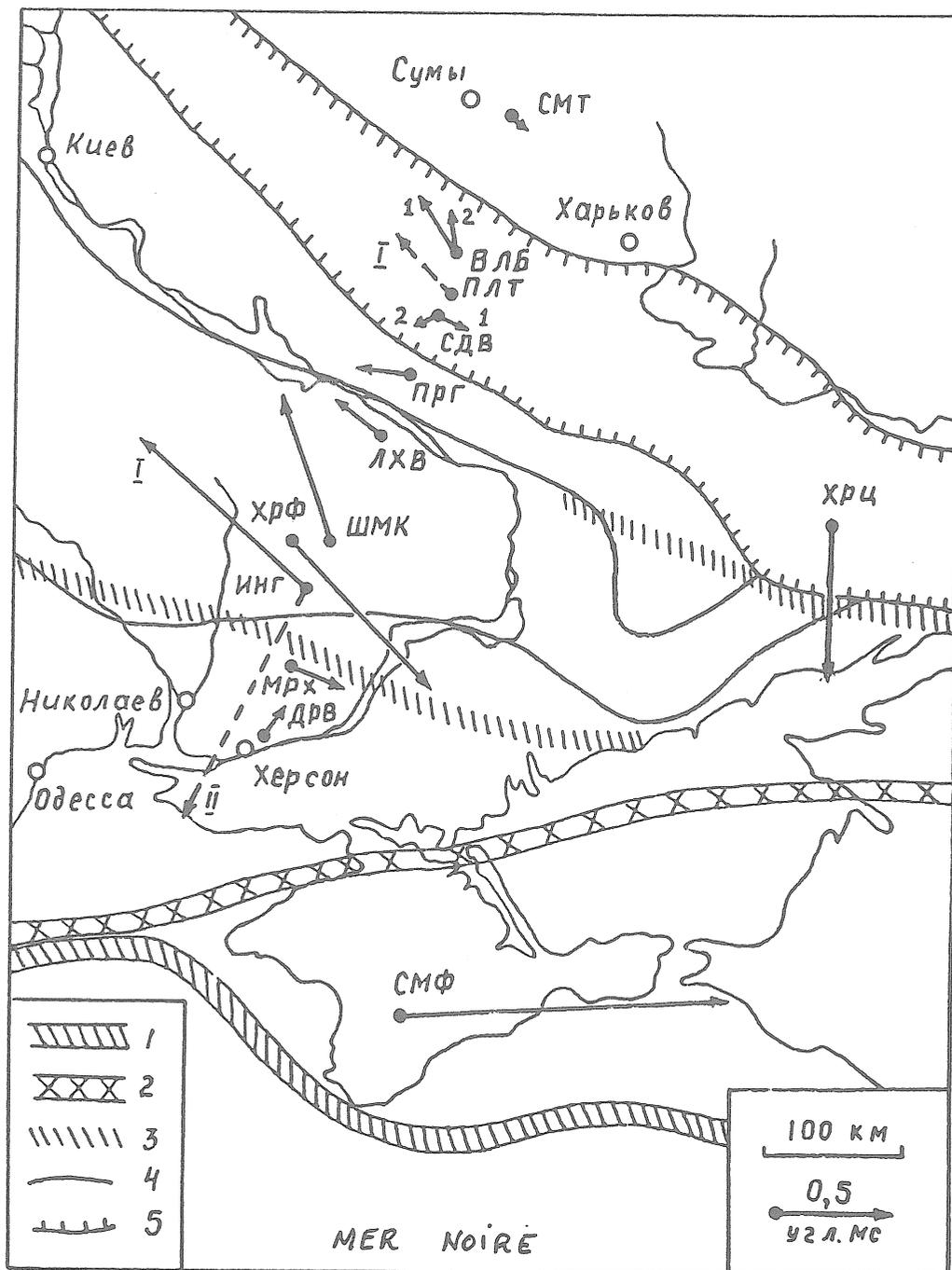


Figure 3

Schéma de la répartition des vecteurs ($\Delta_2 \vec{\eta}$) de l'inclinaison anormale de l'onde O_1 sur le territoire de l'Ukraine Centrale et Sud-Est (situation des alignements principaux selon A.V. Tchekounova et V.B. Sollogouka [11] Symboles comme à la figure 2.

Bibliographie

=====

1. М а т в е е в П.С. Аномалии приливных наклонов земной поверхности в Полтаве и Шмакове по данным наблюдений за 1958-1959 гг. - В жур.: Геофизика и астрономия. М.: Наука, 1963, №5, с.25-32.
2. М а т в е е в П.С., Г о л у б и ц к и й В.Г., Б о г д а н И.Ю. и др. Уточненные значения параметров земного прилива для пунктов наклономерного профиля Сумы-Херсон. - В сб.: Вращение и приливные деформации Земли. М.: Наука, 1977, вып.9, с.16-32.
3. М а т в е е в П.С. Развитие идей А.Я.Орлова по изучению приливных наклонов земной поверхности в работах Полтавской гравиметрической обсерватории. - В кн.: Геодинамика и астрометрия. Основания, методы, результаты. Киев: Наукова думка, 1980, с.27-52.
4. М а т в е е в П.С., Е в т у ш е н к о Е.И., В е р е д а В.С. Наклономерные наблюдения в районе г.Харьзвска. - В сб.: Вращение и приливные деформации Земли. М.: Наука, 1976, вып.8, с.23-25.
5. М а т в е е в П.С., Е в т у ш е н к о Е.И., П у с т о в и т е н к о Б.Г., Д у б и к Б.С. Определение параметров важнейших земноприливных волн в наклонах земной поверхности на пункте "Симферополь" по данным наблюдений за 1974-1977 гг. - В сб.: Вращение и приливные деформации Земли. М.: Наука, 1979, вып.11, с.9-17.
6. М а т в е е в П.С. О возможности использования результатов наклономерных наблюдений для исследования особенностей строения земной коры. - В сб.: Вращение и приливные деформации Земли. М.: Наука, 1970, вып.1, с.72-86.
7. М а т в е е в П.С., Б а л е н к о В.Г., Б о г д а н И.Ю. О наклономерных наблюдениях на профилях в Украинской ССР. - В кн.: Симпозиум по обмену опытом наклономерных наблюдений... М., Изд-во АН СССР, 1969, с.48-57.
8. М а т в е е в П.С. Гармонический анализ месячной серии наблюдений земных приливов. - В кн.: Земные приливы. Киев: Наукова думка, 1966, с.51-79.
9. П е р ц е в Б.П. Влияние морских приливов на земные в частоте полусуточных волн M_2 и S_2 . - В кн.: Медленные движения земной коры. М.: Наука, 1972, с.12-18.
10. П е р ц е в Б.П. Влияние морских приливов на земные в частоте суточных волн K_1 и O_1 . - В кн.: Изучение приливных деформаций Земли. М.: Наука, 1973, с.13-19.
11. Ч е к у н о в А.В., С о л л о г у б В.Б. Влияние Средиземноморского складчатого пояса на краевую часть Восточно-Европейской платформы. - В кн.: Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наукова думка, 1980, с.197-201.
12. М а т в е е в P.S. L'etude des anomalies des inclinaisons de maree de la surface terrestre en Ukraine.- Marees terrestres. Bull. d'Inform. Assoc. Intern. Geod., Commis. perman. marees terrest., Bruxelles: Observ. Roy. de Belgique, 1963, No 34, p. 1055-1059.
13. L a m b e r t W.D. Rapport sur les marees de l'ecorce terrestre.- In: Trav. Assoc. Geod.UGGI,t.12, Rapports Generaux 5me Assamblee Gen.(Lisbonne, 1933), Paris, 1935.
14. T o m a s c h e k R., G r o t e n E. The problem of the residual ellipses of tilt measurements.- In: Quatr. Symp. Intern. sur les marees terrestres (Bruxelles, 1961), Commun. Obs. Roy. Belg., 1961, No 188, Ser. Geophys., No 58, p.78-93.

