

# 松代における地殻潮汐の観測 (1)\*

長 宗 留 男\*\*・泉 末 雄\*\*

525.622

## Observation of the Earth Tides at Matsushiro Seismological Observatory (1)

T. Nagamune and S. Izumi

(Matsushiro Seismological Observatory)

From the observed records of Ishimoto's silica tiltmeters we calculated the earth tides for the following three periods, (a) Aug. 1—Aug. 31, 1950, (b) June 4—July 3, 1952, and (c) July 10—Aug. 7, 1953.

Various component tides observed at our station (Latitude  $36^{\circ} 32' N.$ , Longitude  $138^{\circ} 12' E.$ , Height 440 m. (M. S. L.)) are not so large to be adopted in the present analysis except E—W components of  $M_2$  tide of each period and N—S component of  $M_2$  tide of the first one.

We calculated the oceanic tide which affects our object, to the distance 30 degr. from the practical "oceanic tidal charts" investigated by Dr. S. Ogura. In the procedure of calculations for sea water, Dr. E. Nishimura's assumption and his results are used expediently, that is, tilt due to bending of the earth's crust by tidal loads ( $B$ ) is equal to  $12.6/r+3.0$  times of one due to the direct attraction ( $A$ ), where  $r$  is a distance in degree, and the effect by the change of potential is  $-(A)/2$ .

The following results are obtained in the present study,

Diminishing factor D,	Difference of lag,	Component,	Period of obs.
0.68~0.56	-5.4~-16.7	N	(a)
0.49	-7.7	E	(a)
0.50	-19.3	E	(b)
0.49	-3.7	E	(c)

### § 1. ま え が き

傾斜計、伸縮計等の観測によって地殻潮汐の現象を調べることは古来盛んに行われており、わが国においても志田順博士<sup>(1)</sup>、高橋竜太郎博士<sup>(2)</sup>らの研究から、特に西村栄一博士は遠く満洲の奥地 Barim に「シリカ」傾斜計を運び、きわめて詳細な研究を行った<sup>(3)</sup>。また、近年、竹内均博士<sup>(4)</sup>は理論的立場から地殻潮汐について詳細に明快な研究を行った。松代地震観測所においては1949年8月から石本式シリカ傾斜計によって傾斜観測を続けているが、1954年までの間で比較的よく潮汐の観測された期間を選んで分析を行った。すなわち、(a) : 1950年8月1日~8月31日 (南北成分

\* Received Feb. 19, 1955

\*\* 松代地震観測所

について、同年8月3日～9月2日（東西成分について）、(b)：1952年6月4日～7月3日、および(c)：1953年7月10日～8月7日の各一か月間ずつ前後3回の期間である。なお、観測地点は北緯  $36^{\circ}32'$ 、東経  $138^{\circ}12'$ 、海拔 440m で地表下やく 60m の坑内である。

## § 2. 観 測 値

前述の各期間について調和分析を行うに当って、次のような整理方法を採用した。すなわち、相次ぐ各読取値の差についての調和分析を行い、のちに、これを傾斜量の変化に関するものに直した。すなわち、平均傾斜速度の分析を行ったことになり、傾斜量そのものとの関係は次のようになる。

いま、時刻  $t$  における傾斜量を  $\alpha(t) = A \cos(nt - \beta)$  で表わされるとすると、時刻  $t$  と  $t + \delta t$  におけるものとの差  $\Delta\alpha(t)$  は、

$$\begin{aligned} \Delta\alpha(t) &= \alpha(t + \delta t) - \alpha(t) = A \cos \{n(t + \delta t) - \beta\} - A \cos (nt - \beta) \\ &= 2A \cos \left( nt + \frac{n}{2} \delta t - \beta + \frac{\pi}{2} \right) \cdot \sin \frac{n}{2} \delta t \\ &= \begin{cases} 2A \sin \frac{\delta t}{2} \cdot \cos \left( t + \frac{\delta t}{2} + \frac{\pi}{2} - \beta \right) \cdots \cdots \text{日周潮の場合} \\ 2A \sin \delta t \cdot \cos \left( 2t + \delta t + \frac{\pi}{2} - \beta \right) \cdots \cdots \text{半日潮の場合} \end{cases} \end{aligned}$$

経年変化の方向が大體一方向きにはほぼ一樣である場合には上の方法を適用してさしつかえない。以上の考えに基いて前に述べた期間について調和分析により、正確な各分潮 ((a), (b) の場合には  $M_2$  潮だけ) を求めて次の値を得た。ただし、これは平均傾斜速度に関する結果そのままである (調和分析は水路部で使用している「潮汐短期調和解用野」を使用)。すなわち、期間 (a), (b), (c) について、

$$\begin{aligned} \text{(a)} \quad & 0.^{\circ}00336 \cos(2t - 233.^{\circ}2) \pm 0.^{\circ}00007 \quad \text{E, } 0.^{\circ}00163 \cos(2t - 38.^{\circ}0 \pm 9.^{\circ}7) \pm 0.^{\circ}00029 \quad \text{N } M_2 \\ \text{(b)} \quad & 0.^{\circ}00194 \cos(2t - 87.^{\circ}3) \pm 0.^{\circ}00010 \quad \text{E, } 0.^{\circ}00063 \cos(2t - 255.^{\circ}1) \pm 0.^{\circ}00023 \quad \text{N } M_2 \\ & 0.^{\circ}00089 \cos(2t - 200.^{\circ}5) \pm 0.^{\circ}00055 \quad \text{E, } 0.^{\circ}00093 \cos(2t - 78.^{\circ}4) \pm 0.^{\circ}00046 \quad \text{N } S_2 \\ & 0.^{\circ}00025 \cos(t - 258.^{\circ}4) \pm 0.^{\circ}00005 \quad \text{E, } 0.^{\circ}00084 \cos(t - 305.^{\circ}1) \pm 0.^{\circ}00030 \quad \text{N } O_1 \\ \text{(c)} \quad & 0.^{\circ}00175 \cos(2t - 107.^{\circ}3) \pm 0.^{\circ}00008 \quad \text{E, } 0.^{\circ}00046 \cos(2t - 344.^{\circ}9) \pm 0.^{\circ}00014 \quad \text{N } M_2 \end{aligned}$$

ただし、上の結果は (a) については毎2時間ごとの傾斜量の差、(b) および (c) の場合には毎時間の値の差を分析したものである。この結果の示すように  $S_2$  潮、 $O_1$  潮はきわめて不めいりょうであり、 $M_2$  潮についても南北成分は観測誤差が大きく、今後の計算の対象とならない。したがって、今回は、(a)、(b) および (c) 各期間の  $M_2$  潮の東西成分だけ、および観測誤差を考慮に入れて (a) の南北成分について計算を進めることとし、 $M_2$  潮に関する補正乗数をかけ、さらに、後の便利のために、東経  $135^{\circ}$  の子午線に準拠する  $M_2$  時で表わすと、誤差の項は省略して、

- (a)  $0.00034 \cos(2t-253.^\circ 1)$  E,  $0.00017 \cos(2t-108.^\circ 6)$  N  $M_2$  潮
- (b)  $0.00038 \cos(2t-298.^\circ 5)$  E  $\nearrow$
- (c)  $0.00034 \cos(2t-260.^\circ 0)$  E  $\nearrow$

となる。ただし、これはこの節の初めに述べた方法によって平均速度から傾斜量の変化に直したものである。

### § 3. 海 洋 項

地殻潮汐の観測に際して、海洋の潮汐の影響を考慮しなければならないことは古来あまたの研究が、観測者によって指摘されたところであり、特に、わが国のような島国では、本州の中央部に於いてさえも海岸から 70~80km しか離れていない状態であるから、海洋潮汐が往々にして本来の地殻潮汐をりょうがするものである。特に、沿岸から中央部にはいった観測点では、影響をおよぼす海水もただ一、二の湾港のそれではなく、かえって、広い海域にわたることになる。しかるに海洋における実際の潮汐現象を広範囲にわたって正確に求めることはできないことであり、したがって、作られた潮汐図により計算された潮汐には、おのずからその精度に限界のあるものである。

海水が傾斜計の変化に及ぼす影響としては、海水の引力によるもの (A)、増減する海水荷重のための地殻の湾曲による影響 (B)、およびその変形のための potential の変化によるもの (C)、の 3 つであるが、これらは比較的簡単な関係によって表わされる。第一に引力の作用について、いま、質量  $M$  なる海水が距離  $r$  の点にある傾斜計におよぼす変化量を  $A$  とし、海水の密度を  $\rho$ 、面積を  $\delta S$ 、潮位を  $h$  とすれば、 $M = \rho h \delta A$  であるから、観測点の海拔の高さを無視できる場合には

$$A = \frac{\gamma}{g} \frac{\rho h \cdot \delta S}{r^2} \quad \text{ラジアン}$$

である。ここで  $\gamma$  は万有引力の常数 ( $6.67 \times 10^{-8}$  C.G.S.),  $g$  は重力の加速度である。したがって、方位 ( $\theta_{n+1} - \theta_n$ ), 距離 ( $r_{n+1} - r_n$ ) なる任意の扇状面積による変化量はそれぞれ東西・南北両成分に分けて、

$$A_x = \frac{\gamma \rho h}{g} \log \frac{r_{n+1}}{r_n} (\cos \theta_{n+1} - \cos \theta_n) \quad W, \quad A_y = \frac{\gamma \rho h}{g} \log \frac{r_{n+1}}{r_n} (\sin \theta_{n+1} - \sin \theta_n) \quad N$$

となる。潮位  $h$  は場所および時間の函数で  $M_2$  潮の場合は

$$h = H_m \cos(2t - \rho_m) = H_m \cos \rho_m \cos 2t + H_m \sin \rho_m \sin 2t$$

で表わされるから、全海域については、

$$A_x = \frac{\gamma \rho}{g} \cdot \sum \log \frac{r_{n+1}}{r_n} (\cos \theta_{n+1} - \cos \theta_n) \left\{ \left( \sum_m H_m \cos \rho_m \right) \cos 2t + \left( \sum_m H_m \sin \rho_m \right) \sin 2t \right\} \quad W$$

$$A_y = \frac{\gamma \rho}{g} \cdot \sum \log \frac{r_{n+1}}{r_n} (\sin \theta_{n+1} - \sin \theta_n) \left\{ \left( \sum_m H_m \cos \rho_m \right) \cos 2t + \left( \sum_m H_m \sin \rho_m \right) \sin 2t \right\} \quad N$$

によって計算できる。ただし、方位は北から時計回りにとってある。

次に、増減する海水の荷重のためのわん曲については、平面荷重による弾性体の変形に関する Boussinesq の理論を応用して、平面に  $W$  ダインの加重のために  $r$  なる距離における表面の傾斜変化量を  $B$  とすれば、

$$B = \{(\lambda + 2\mu) / 4\pi\mu(\lambda + \mu)\} W / r^2 \text{ ラジアン}$$

となり、この場合  $W = g \cdot \rho h \cdot \delta S$  であるから、

$$B = \{(\lambda + 2\mu) / 4\pi\mu(\lambda + \mu)\} g \rho h \cdot \delta S / r^2$$

となる。したがって、 $A$  と  $B$  を比較すると、

$$B = \{(\lambda + 2\mu) / 4\pi\mu(\lambda + \mu)\} \frac{g^2}{\gamma} A = mA$$

ただし、 $m = \{(\lambda + 2\mu) / 4\pi\mu(\lambda + \mu)\} \frac{g^2}{\gamma}$  で、弾性率だけに關係する\*。potential の変化による影響は質量  $M$  に關係し、観測点との距離の 2 乗に逆比例するものと考えられる。

すなわち、 $C \propto -\rho h \cdot \delta S / r^2 \propto -A$

比例常数を  $d$  とすれば、 $C = -dA$  となる。

西村英一博士は阿蘇および上賀茂における傾斜観測によって海洋潮汐の影響を計算され<sup>(5)</sup>、 $m$  を観測点からの距離の函数とし、 $m(r)$  の型として  $m(r) = \frac{b}{r+a}$  なる双曲線型の函数を採用し、実際の観測資料にもっとも合致するような  $m(r)$  の型および  $d$  の値を定められた。その結果、同博士は  $m(r) = \frac{12.6}{r+3.0}$ 、 $d=0.5$  をえられた。ただし、 $r$  は角度で表わされた距離である。現在のようにならばただ一か所において広範囲にわたって海洋の影響を決めることは困難なことであるが、いま、西村博士の求められた値を借用して松代に対する海洋潮汐の作用を計算することにする。もし同博士の結果を使用すれば、3つの海洋項のうち、海水の引力項についてだけ実際の海洋潮汐図から計算すればよいことになる。

日本近海および西部太平洋の潮汐図については小倉伸吉博士の膨大な論文<sup>(6)</sup>があるが、この値を用いて角距離  $30^\circ$  までの海域について  $M_2$  潮の潮汐図を作り（同時潮汐はほとんど同博士の原図による）、この潮汐図から、角距離  $0.7 \sim 2^\circ$ ； $2^\circ$  から  $10^\circ$  までは  $1^\circ$  ずつ； $10^\circ$  から  $22^\circ$  までは  $2^\circ$  ずつの帯状に分け、さらに方位  $10^\circ$  ごとの扇状面積に分けて計算を行った。この潮汐図を Fig. 1 に示す。ただし、この図では距離は  $2^\circ$  ずつになっており、なお、瀬戸内海の部分ははいていない。

かくして計算した引力項およびそれによって西村博士の結果から求めたわん曲項は表に示してあるとおりである\*\*。瀬戸内海、紀伊水道および豊後水道の部分は計算のつごうで別にした。この結果は距離に対してあまり良い收れんを示していない。 $r$  が  $30^\circ$  までは充分でないかもしれないが、

\* 実際の地球にこのように Boussinesq の解を遠方まで延用することは決して満足ではない。

\*\* 次報参照

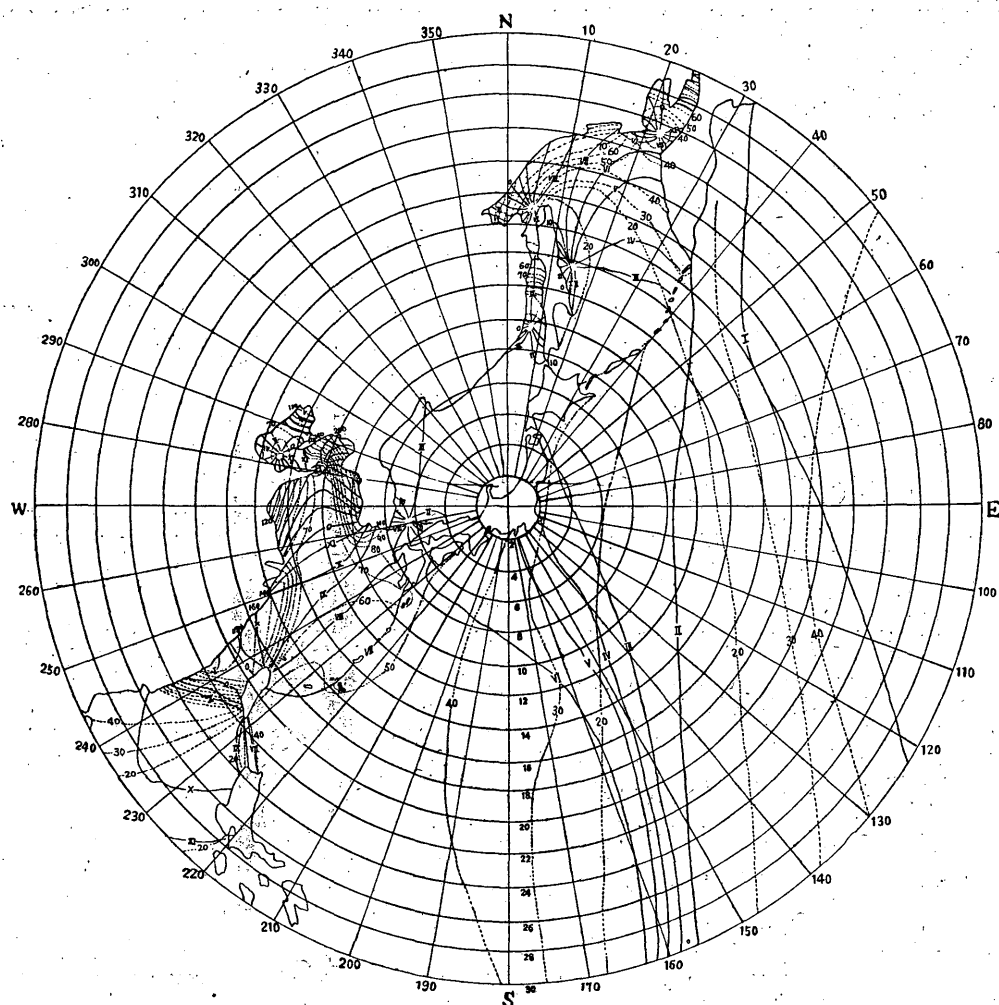


Fig. 1. Oceanic Tidal Chart for  $M_2$  Tide.  
 Full lines ; Co-tidals referred to 135°E meridian.  
 Dotted lines ; Co-ranges in cm.

ここでは、一応、それ以上の地域は考慮外におく。このようにして得られた海洋項に potential の項を加え、さらに、それぞれの観測期間の中央日における月の軌道面の赤道に対する傾斜角の値に直し、時間座標を東経 135°にとり、cos 関数で示すと、次のようになる。

- (a)  $0.00262\cos(2t-259.^\circ7)$  W,  $0.00371\cos(2t-3.^\circ7)$  N
- (b)  $0.00263\cos(2t-259.^\circ7)$  W
- (c)  $0.00266\cos(2t-259.^\circ7)$  W

これを § 2. で求めた観測値と比較してみると、東西成分については海洋項は観測値の 70~80% であり、南北成分については 2 倍以上である。§ 2. の観測値とここに求めた海洋項との差をとれば、

これは純粹の地殻潮汐項，すなわち，理論値との比を求めうるはずである．両者の差を求めると次のようになる．

$$(a) \quad -0.^{\circ}0060\sin(2t-345.^{\circ}9) \quad E, \quad -0.^{\circ}0044\cos(2t-342.^{\circ}6) \quad N$$

$$(b) \quad -0.^{\circ}0061\sin(2t-372.^{\circ}9) \quad E$$

$$(c) \quad -0.^{\circ}0061\sin(2t-349.^{\circ}9) \quad E$$

#### § 4. 理 論 値

地球を完全剛体としたときの天体の起潮力による傾斜計の変化，すなわち，地殻潮汐の理論値は  $M_2$  潮について，

$$-3 \frac{M}{E} \left(\frac{a}{c}\right)^3 \cos\varphi \cdot \sin\varphi \left(\frac{1}{2} - \frac{5}{4}e^2\right) \cdot \cos\frac{4I}{2}\cos 2t \quad N$$

$$-3 \frac{M}{E} \left(\frac{a}{c}\right)^3 \cos\varphi \left(\frac{1}{2} - \frac{5}{4}e^2\right) \cdot \cos\frac{4I}{2}\sin 2t \quad E$$

である．ここで， $M$  および  $E$  はそれぞれ太陽および地球の質量であり，他のものは次のものを表わす．

$a$  : 地球の平均半径， $c$  : 地球太陽間の平均距離， $I$  : 月の軌道面の赤道に対する傾斜角，  
 $\varphi$  : 観測点の緯度．

上の式により，松代（北緯  $36^{\circ}32'$ ）における各期間に対する理論値を求めると，期間の中央時に對して次の値をうる．

$$(a) \quad -0.^{\circ}00724\cos 2t \quad N, \quad -0.^{\circ}01216\sin 2t \quad E$$

$$(b) \quad -0.^{\circ}01224\sin 2t \quad E$$

$$(c) \quad -0.^{\circ}01236\sin 2t \quad E$$

これらを  $135^{\circ}E$  の子午線に移し，前節において求めた実際の地殻潮汐（観測値と海洋項との差）を併せてまとめて書くと，次のとおりである．

	理 論 値	観 測 値	
(a)	$-0.^{\circ}00724\cos(2t-353.^{\circ}6)$	$-0.^{\circ}0044\cos(2t-342.^{\circ}6)$	N
	$-0.^{\circ}01216\sin(2t-353.^{\circ}6)$	$-0.^{\circ}0060\sin(2t-345.^{\circ}9)$	E
(b)	$-0.^{\circ}01224\sin(2t-353.^{\circ}6)$	$-0.^{\circ}0061\sin(2t-372.^{\circ}9)$	E
(c)	$-0.^{\circ}01236\sin(2t-353.^{\circ}6)$	$-0.^{\circ}0061\sin(2t-349.^{\circ}9)$	E

さて， $D=(\text{観測値の振幅})/(\text{理論値の振幅})$ ， $K=(\text{観測値の位相}-\text{理論値の位相})$ として  $D$ ， $K$  を求めると，

	$D$	$K$	成分
(a)	0.61(0.68~0.56)	$-11.^{\circ}0(-5.^{\circ}4\sim-16.^{\circ}7)$	N

	$D$	$K$	成分
	0.49	$-7.7$	E
(b)	0.50	$19.3$	E
(c)	0.49	$-3.7$	E

となり、 $D$  の値としては過小な値を得た。(a) の南北成分のかつこ中の値は観測誤差だけを考慮して求めた値である。この成分では、誤差が大きいため、議論の対象とはならない。

### § 5. $D$ の値についておよびあとがき

かくして地殻潮汐の観測から求めた  $D$  の値は、それから地球のあるいは地球内部の剛性率を推測しうるものである。現在まで多くの観測者により求められた  $D$  の値は、観測場所や資料の相違により、いろいろなものが報告されているが、 $0.5 \sim 0.8$  の範囲のもの確からしさを示している。特に、西村博士によって行われた観測は、海洋から  $1000\text{km}$  以上も離れた大陸の奥地におけるもので、海洋潮汐による影響もきわめてわずかであり、得られた結果も最も信頼できるものと考えられる。同博士の求められた結果は<sup>(7)</sup>、 $D=0.661$  であり、それによって地球の有効剛性率として、外殻に対して  $6.17 \times 10^{11}$  c.g.s., 地殻に対して  $13.95 \times 10^{11}$  c.g.s., 地球全体としては  $6.56 \times 10^{11}$  c.g.s. と求められている。この  $D$  の値は、また、最近竹内博士が理論的に計算された値<sup>(8)</sup>と きわめてよく合致している。竹内博士の計算によると、 $D=0.675 \sim 0.662$  と求められている。これらの  $D$  の値と今回松代における観測により求めたものとを比べてみると、今回のものは期待されるべき値に対して小さい。この原因について、まず問題になるのは海洋潮汐の項である。前にも述べたように、広範囲の海洋における潮汐には、その性質上必然的に誤差を伴うものであり、また、今回のように直接傾斜計からの観測値が海洋項と互に相折半するか、あるいは、かえって、海洋潮汐よりも小さくさえなるのであるから、このような状態で  $D$  を求めることは適当でない。また、気象要素などのためのじょう乱、も考えなければならないが、夏季は一年中でもっとも安定したときであり、観測地点は付近の温度変化も一か月くらいの間では、せいぜい  $0.1 \sim 0.2$  である。いずれにしても、特に、本邦の中心部近くにあつて広範囲の海水の影響が大ききいてくるような地点において傾斜観測から単独に本来の地殻潮汐を観測することには多分の困難がある。

### References

- (1) Shida, T. Memoir of College of Science and Engineering, Kyoto Imp. Univ., 4 (1912)
- (2) Takahashi, R. Tilting Motion of the Earth's Crust Observed at Kawana, B.E.R.I., 10 (1932)  
" Tilting Motion of the Earth's Crust Observed at Ryozyun, B.E.R.I., 10 (1932)
- (3) 西村 英一 地殻潮汐に就いて其三, 地球物理, 5 No. 2 (1941)
- (4) 竹内 均 地球潮汐について, 科学, 18 No. 2 (1948)
- (5) 西村 英一 地球物理 5 No. 1

- (6) 小倉伸吉 日本近海の潮汐, 水路部報告
- (7) (3) に同じ
- (8) (4) に同じ