

チリ地震津波による土地の傾斜及び伸縮変化

田 中 豊・田 中 寅 夫

ON THE GROUND TILT AND STRAIN CAUSED
BY THE CHILE TSUNAMIby *Yutaka TANAKA and Torao TANAKA*

Synopsis

The peculiar oscillatory tiltings and strains of the Earth's surface due to the changes of the load of sea water in case of the Chile Tsunami on May 24, 1960 were clearly observed with the tiltmeters and extensometers at five observatories situated within 30 km distance from the nearest sea coast.

The complex mechanism of these ground tilts and strains was well explained from the stand-point of Boussinesq's theory.

Attempt was therefore done to obtain separately the values of λ and μ of the upper crust by the method of combination of "tilt and strain equations" based on Boussinesq's solution. The results are shown in Table 4.

Next, assuming the distribution of the load of Tsunami, the values of 5×10^{11} c.g.s. as the effective rigidity for the crust was obtained by the comparison of the observed value with the theoretically expected one.

1. 緒 言

1960年5月24日、日本各地を襲ったチリ地震津波は観測史上最大の規模のものであり、この津波の海水荷重の変化によつて生じた土地の傾斜・伸縮変化は、当防災研究所の地殻変動観測所のうち、海岸より30km以内に位置する5カ所のすべての傾斜計・伸縮計に記録された。

海洋潮汐等の海水荷重量変化のため土地が傾斜・伸縮変化を示すことは、既に古くから知られている所であり、地球潮汐の観測においても、我国の如く海洋に囲まれた環境では、一般に海洋潮汐による海水荷重量の変化に伴つて起こる地殻の傾斜・伸縮変化が、本来の地球潮汐による変化をしのぐため、むしろこの現象を利用した地殻弾性の研究が独特の発展をとげたのである。これら荷重量変化による土地の変形は、主として Boussinesq の式を基礎として解析されているが、現在までの諸研究によれば、必ずしも普遍的な方法で解決されているとは限らず、有効距離内の地殻構造によつては、均質半無限弾性体なる仮定が不適當とも考えられ、これがまたその観測点附近の地質構造等土地の特異性を示す好資料となつているわけである。そこで今回の津波による海水荷重の増減という比較的短い周期の特殊現象の際にも Boussinesq の解法を適用できるや否やが先づ第一に問題となる。次にこの特異な傾斜・伸縮変化の機構を少なくとも傾向的に説明でき得るとして、更に量的にまでこの問題を進めるということは、地殻の弾性常数 λ , μ を決定することに外ならないのである。

第一の問題に対してはかなり充分な解釈を与えることができたので、量的に厳密な議論は今後の問題として、一応由良・大浦両観測所の傾斜・伸縮両変化の資料を用いて、地殻表層数kmの λ , μ を分離して求めることを試みた。更に海岸から20~30kmの紀州・槇峰両観測所については、津波の特殊性を利用して

地殻全体の有効剛性率を求めてみた。

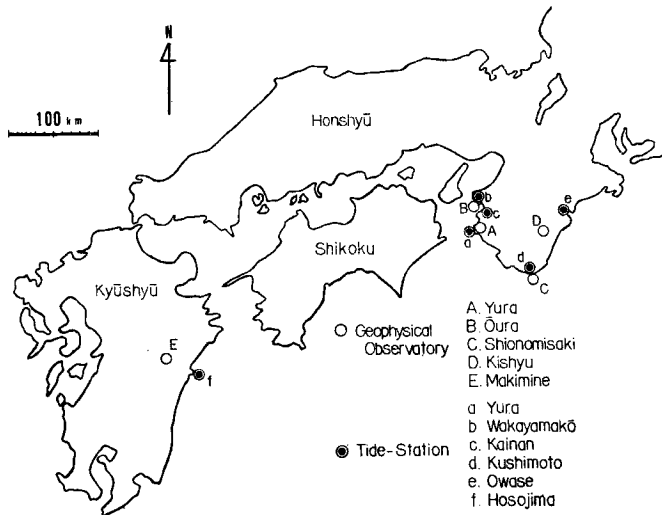


Fig. 1 Location of observatories.

2. Boussinesq の解法と地殻の弾性常数

海洋潮汐の負荷現象から地殻の弾性常数を求める問題については、志田順博士¹⁾・西村英一博士²⁾・高橋竜太郎博士³⁾等の幾多の研究があり、種々優れた解析法が発表されている。しかし海洋潮汐の影響は極く近海はいうに及ばず、遠く数 1000km までの広海域についてその作用を考慮しなければならず、従つてここに効果を及ぼすのは、地下 1000km までに達する広範囲の弾性であり、得られるものもまたこの部分の有効剛性率として、何らかの関数型を仮定する必要がある。地球外殻の剛性率の鉛直分布を求めるにも、地震観測の資料を用いる等の方法を探らざるを得ないのである。元来地殻弾性研究の分野においては、海水負荷による土地の傾斜・伸縮変化の観測が、地震波観測に基づく結果以外のほとんど唯一の手段であり（気圧荷重分布による地表面傾斜の観測から剛性率を求めた例がある）、極めて興味ある問題であるが、地下数 10 km 以浅の比較的上層部の弾性を、海洋潮汐現象を利用して求めることは、特殊な海岸地形の場合以外には困難であり、静振を利用するには、その荷重変化は小さ過ぎ、余程特異な海象のない限り不可能である。この点今回の津波は、正に一好機であつたといえる。すなわち津波の荷重変化による土地の傾斜・伸縮変化は 95% 以上が最も近接した津波一波だけの影響であり、荷重量として一波長相当距離以内だけを計算すれば以遠は殆んど問題とするに足らず、波長と同程度の深さまでの弾性が得られる。勿論津波の波形は複雑であるが、海岸近くの観測所ではそれを利用して、局所的な細かい分析が可能となり、内陸の観測所では短波長の波の傾斜・伸縮変化に及ぼす影響は相殺されて比較的長い波長の波の効果しか現われず解析は極めて容易となる。

さて現在までに発表されたこの種の研究は主として傾斜計のみ、あるいは伸縮計のみの観測⁴⁾によるものであり、傾斜と伸縮が同時に観測された例は萩原博士等⁵⁾の報告など⁶⁾極く僅かで、傾斜と伸縮を別個の問題として取扱つた観があり、Lamé の常数 λ , μ を分離して求める試みはほとんどなかつたが、条件によっては傾斜計と伸縮計の両資料を用いることによつて、大した仮定もなく一応分離することが可能である。

そこで Boussinesq の式を改めて検討してみる。観測点を原点にとり、方位 θ 、距離 r なる点に P な

る荷重がかかった場合、地表面における南北・東西成分の傾斜量 φ_S, φ_E , 伸縮量 e_{N-S}, e_{E-W} は、Bousinesq の式より次の通り表わすことができる。

$$\varphi_S = -\frac{P}{4\pi} \cdot \frac{\lambda+2\mu}{\mu} \cdot \frac{1}{\lambda+\mu} \cdot \frac{\sin \theta}{r^2} \dots\dots\dots (1)$$

$$\varphi_E = \frac{P}{4\pi} \cdot \frac{\lambda+2\mu}{\mu} \cdot \frac{1}{\lambda+\mu} \cdot \frac{\cos \theta}{r^2} \dots\dots\dots (2)$$

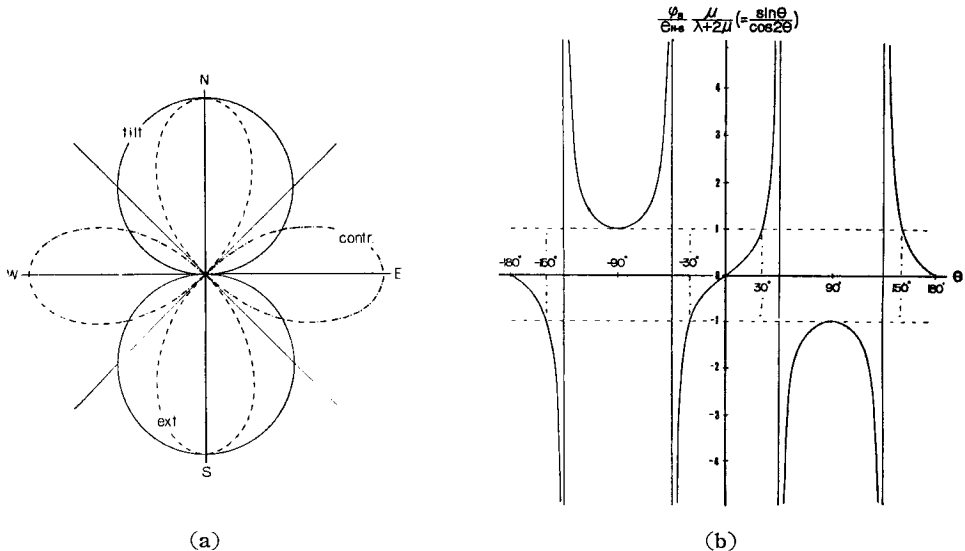
$$e_{N-S} = -\frac{P}{4\pi} \cdot \frac{1}{\lambda+\mu} \cdot \frac{\cos 2\theta}{r^2} \dots\dots\dots (3)$$

$$e_{E-W} = \frac{P}{4\pi} \cdot \frac{1}{\lambda+\mu} \cdot \frac{\cos 2\theta}{r^2} \dots\dots\dots (4)$$

θ は東から反時計回りを正とし、後に示す由良・大浦の観測 (Fig. 3, Fig. 5) に合うように、南下り・東下り・伸びをそれぞれ正の値 (記録紙上+) とする。Fig. 2 (a) は定距離に定荷重がかかった場合、荷重方向によって傾斜と伸縮の各南北成分がどのように変わるか、その量的関係を荷重方向に対して図示したもので、傾斜・伸縮の荷重方向による特性を表わしている。例えば東又は西に荷重がある場合、伸縮の南北成分は、南又は北に荷重がある場合の伸び量と等量で縮みとして現われるが、傾斜南北成分は当然 0 である。この傾斜・伸縮の方向性の相違(要するに θ と 2θ の違い)と、 $(\lambda+2\mu)/\mu$ なる項が傾斜の式に入っていることから λ, μ を分離することができそうである。例えばその一段階として

$$\frac{\varphi_S}{e_{N-S}} = \frac{\lambda+2\mu}{\mu} \cdot \frac{\sin \theta}{\cos 2\theta} \dots\dots\dots (5)$$

を考える。Fig. 2 (b) は φ/e を θ に関し図示したもので、縦軸は $\varphi/e \cdot \mu/(\lambda+2\mu)$ としてある。荷重中心の方向を傾斜 Vector から推定して $\sin \theta/\cos 2\theta$ を得れば、観測値比 φ/e から $(\lambda+2\mu)/\mu$ を求めることは容易である。なお $(\lambda+2\mu)/\mu$ は地震 P 波・S 波の速度比の自乗に当たる。



(a) Diagram of linear strain and tilt in N-S component due to the direction of centre of point load, in the case of unit load and unit distance.
 (b) Relation between amplitude ratio φ_S/e_{N-S} and azimuth θ of centre of load : θ are measured anticlockwisely from the east.

3. 津波負荷による土地の傾斜・伸縮機構

津波負荷による土地の傾斜・伸縮変化が明瞭に記録されたのは、海岸から1 km以内に位置する和歌山市大浦観測所、和歌山県由良観測所、同潮岬観測所と、熊野灘沿岸から20 kmの三重県紀州釜山内、および日

Table 1 Observation stations and Instruments.

R : Distance from the nearest sea coast.

Observatory	Type of instrument	Component	Sensitivity	Mark
Yura $R=300$ m	Tiltmeter Horizontal pendulum type	E-(W)	0.023''	θ_E, φ_E
	"	S-(N)	0.016''	θ_S, φ_S
	Horizontal Extensometer Bow-string type	N-S	1.4×10^{-8}	e_{N-S}, e_{N-S}
	"	E-W	1.1×10^{-8}	e_{E-W}, e_{E-W}
	"	N60°W-S60°E	1.6×10^{-8}	e_{NW}
	Vertical Extensometer Bow-string type		1.2×10^{-8}	e_Z
Ōura $R=700$ m	Tiltmeter Horizontal pendulum type	E-(W)	0.003''	θ_E, φ_E
	"	S-(N)	0.003''	θ_S, φ_S
	Horizontal Extensometer Bow-string type	N-S	0.21×10^{-8}	e_{N-S}, e_{N-S}
	"	E-W	0.34×10^{-8}	e_{E-W}, e_{E-W}
Shionomisaki $R=50$ m	Tiltmeter Horizontal pendulum type	W-(E)	0.063''	θ_W
		N-(S)	0.075''	θ_N
Kishyū $R=20$ km	"	N57°W-(S57°E)	0.031''	θ_A
		N33°E-(S33°W)	0.025''	θ_B
Makimine $R=30$ km	"	N8°W-(S8°E)	0.009''	θ_A
		N82°E-(S82°W)	0.009''	θ_B

Tide-Station	Type of instrument	Management	
Yura	Richard	Disaster Prevention Research Institute, Kyōto Univ.	H_Y
Wakayama	Fuess	Wakayama District Meteorological Observatory	H_W
Kainan	Kelvin	Geographical Survey Institute	H_K
Kushimoto	Fuess	Shionomisaki Meteorological Observatory	H_{Ku}
Owasekō	Fuess	Mie Prefecture	H_O
Hosojima	Kelvin	Geographical Survey Institute	H_H

向灘沿岸から 30 km の宮崎県榎峰鉦山内の観測所の計 5 カ所である。

位置と設置器械は、Fig. 1 ならびに Table 1 に示す通りである。他の観測所はすべて太平洋岸より 50 km 以上の内陸にあり、計算から予想される傾斜・伸縮量も、計器の感度を下まわり、判別することは不可能であった。

以上得られた 5 カ所の記録について、傾斜・伸縮変化の機構が Boussinesq の式を基礎として解明できるか否かを調べてみる。便宜上海岸近くの大浦・由良・潮岬の場合と、紀州・槇峰のように内陸にあり、近似的に海岸線を平坦な直線と考えてよい場合とに分けて論ずる。津波波高の資料として、Table 1 下に示す各観測所近くの検潮所記録を使用した。由良・大浦に対する表面荷重の計算は、海域を小区分しそれぞれについて先の (1), (2), (3), (4) 式の r, θ を含む項の積分を傾斜・伸縮各成分の表面荷重比を表わす係数 $K_S (= A_S, B_S, \dots, E_S), K_E, K_{N-S}, K_{E-W}$ として、次式から計算し各表に示した。

$$K_S = \log(r_{n+1}/r_n) \cdot (\cos \theta_{n+1} - \cos \theta_n) \dots\dots\dots (1')$$

$$K_E = \log(r_{n+1}/r_n) \cdot (\sin \theta_{n+1} - \sin \theta_n) \dots\dots\dots (2')$$

$$K_{N-S} = -(1/2) \log(r_{n+1}/r_n) \cdot (\sin 2\theta_{n+1} - \sin 2\theta_n) \dots\dots\dots (3')$$

$$K_{E-W} = -K_{N-S} \dots\dots\dots (4')$$

i) 由良観測所

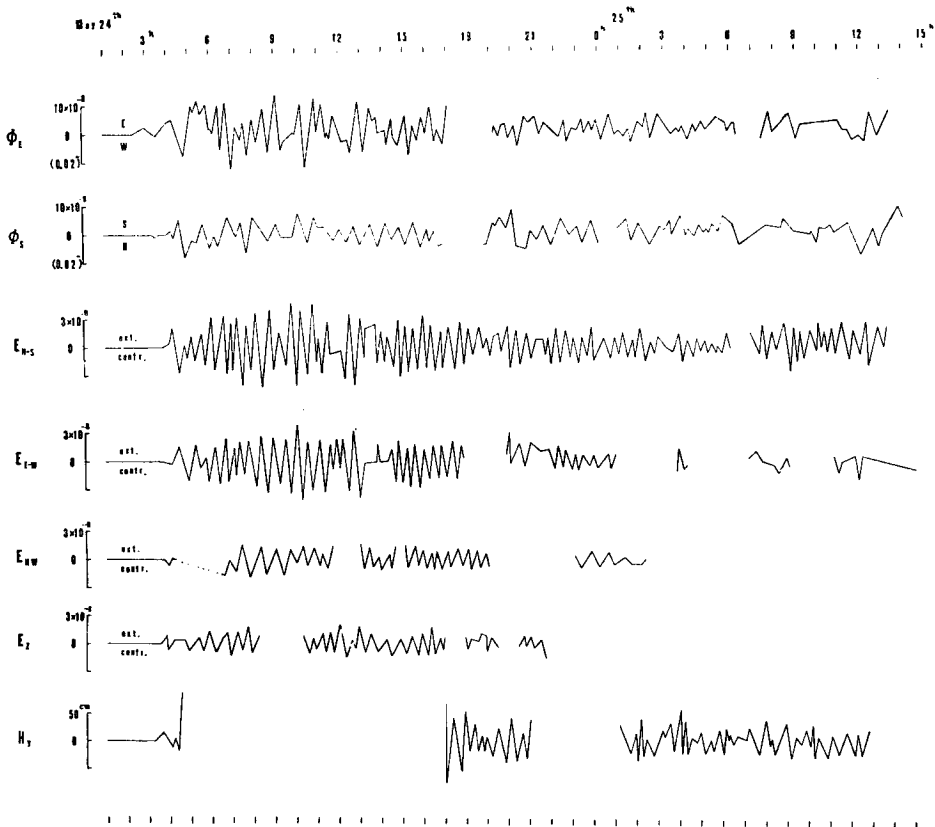


Fig. 3 Oscillatory variations of ground tilt and ground strain observed at Yura observatory and of water height at Yura tide-station due to the Chile Tshunami.

Fig. 3 は、得られた記録から海洋潮汐分を差し引いて津波のみによる変化を図示したものである。由良湾の検潮器は、津波の第2波で scale out したが、数時間後調整された。津波の周期は約20分で、平穩時の由良湾の静振の周期と一致し、外海の津波により誘発された副振動が卓越しているものと考えられる。同様に伸縮計記録も平均約20分周期の変化を示しており、南北及び東西両成分共位相差なく波形も酷似している。Boussinesq の式から期待されるように、同一波に対し伸・縮逆にしてほとんど同等の変化量を示している。これに反し南北成分傾斜計では周期約45分の波が卓越して、紀伊水道を通過する津波の周期を表わしていると解される。一方東西成分の傾斜変化は、この長い周期の上に短い周期の波が重なり合った形を示し、外海と湾内両方の影響をほぼ等量に受けていることがうかがわれる。そこで観測点を中心とし、津波の進行状況を考慮して、Fig. 4 の如く近海30kmまでを5つの海域に分け、前出の(1'), (2'), (3'), (4') 式より表面荷重比を計算してみた。結果は Table 2 に荷重係数として示す。

表から明らかなように両伸縮計はその設置方向のため、由良湾内の荷重変化によるものが変化の大部分を占め20分周期を示すことが了解できる。南北成分の傾斜に対する係数は、湾内と外海がほぼ同程度となるが、紀伊水道通過の際、波長から考えてこの範囲内で外海の潮位が一樣に上がったとは思われず、北部で潮位最高の時、西南部領域ではすでに潮位が下がっており、領域Dの係数は逆負号となる。この場合外海の荷重係数の総計は湾内の4倍に達する。このことから南北成分の傾斜変化は外海の津波の影響を大きく受け、湾内の振動より長い周期を示すことが理解できる。東西成分の傾斜変化に関しては、海域の分布状態から常に湾内と湾外周辺B領域の荷重が圧倒的であり、当然外海と湾内の両周期の重なり合ったものとして記録されるはずである。なお海洋潮汐満潮時にはほぼ西、紀伊水道南部方向に傾斜する。これは一様に潮位が上昇した場合 K_E の総計が K_S の総計の5倍に達することと一致する。以上により津波の荷重変化による由良の傾斜・伸縮の変化機構は完全に説明し得るものである。 E_{NW} , E_Z については次回に取扱う予定であるが、更に正確な機構の説明が可能になるものと期待できる。

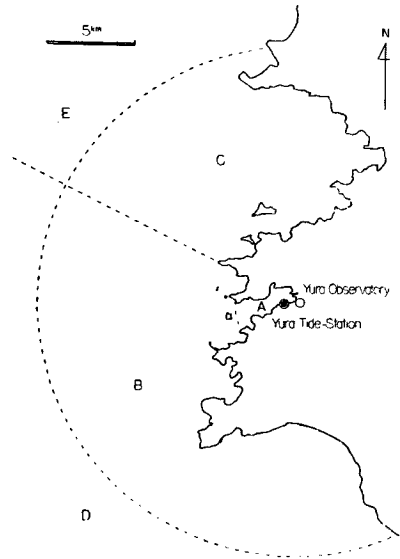


Fig. 4 Yura observatory and its neighbouring sea regions divided for calculation of load.

Table 2 Surface-loading factor of the neighbouring seas at Yura.

Sea region	K_{N-S}	K_{E-W}	K_S	K_E	
A. (Yura-bay)	a (head)	-0.75	0.75	-0.35	-1.11
	b (middle)	-0.11	0.11	0.03	-0.12
	c (mouth)	-0.05	0.05	0.02	-0.06
Total	-0.91	0.91	-0.31	-1.29	
B. (South, West, <15km)	-0.31	0.31	-0.12	-1.82	
C. (North, <15km)	0.32	-0.32	-0.49	-0.18	
D. (South, West, 15~30km)	0	0	0.41	-0.41	
E. (North, 15~30km)	0.13	-0.13	-0.26	-0.15	

ii) 大浦観測所

大浦観測所には南北・東西両成分の傾斜計・伸縮計が設置されている。このうち東西成分の伸縮計は設置方向が山の背軸と直角であり、このため伸縮変化は常に極めて小さく異常である。この異常性は別個の一問題として取上げる予定であり、今回は解析資料から省いた。潮位の資料として和歌山港と海南の検潮記録を使用した。変化の様子は Fig. 5 に示す通りである。

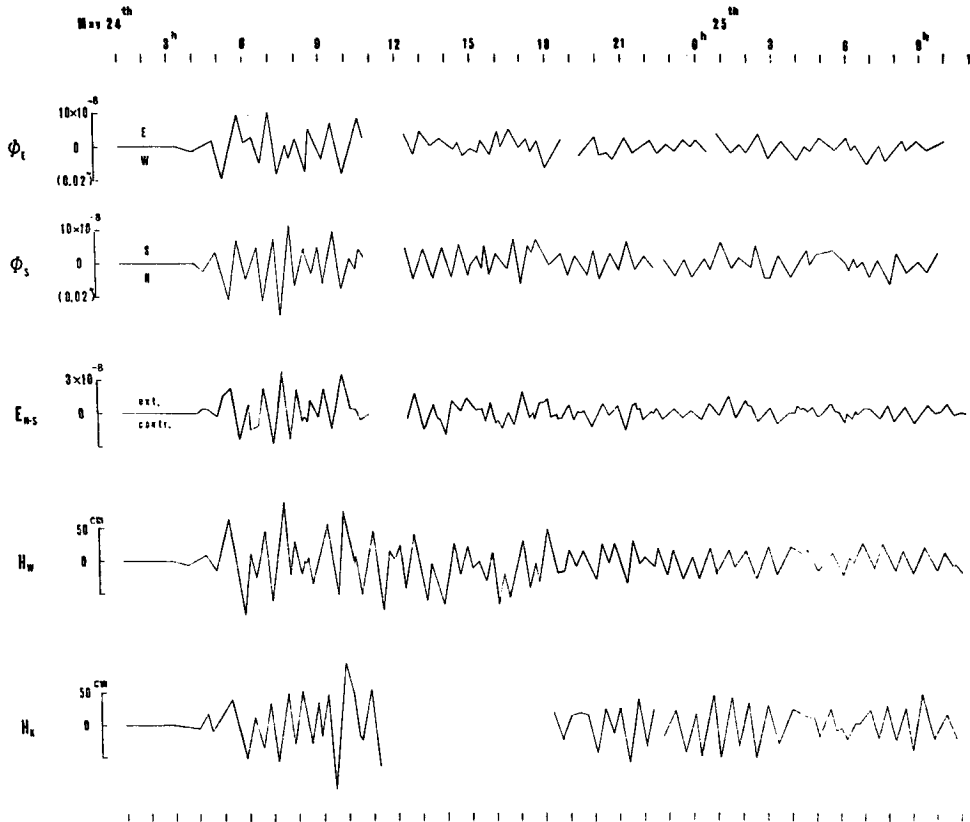


Fig. 5 Oscillatory variations of ground tilt and ground strain observed at Ōura observatory and of water height at Wakayama and Kainan tide-station due to load of the Chile Tsunami.

以上5つの記録を比較すると波形は極めて似ており各波の対応が見事につく。その一例として南北成分伸縮変化と対応する和歌山港潮位変化の振巾関係を Fig. 6 に図示した。やや帯状に広がるのは海洋潮汐による変化を除去する操作と、比較的周期の長い津波波の影響によるものとも考えられる。このように各波の対応がつくものの、振巾比の違いと位相のずれはかなり認められ、特に海南の潮位変化は、和歌山港に比べて5分乃至10分遅れているし、一方東西成分の傾斜変化は南北成分の傾斜および伸縮変化に比し常に数分の位相の進みが明瞭である。これは紀伊水道から海南・和歌山に入る津波の波面が海底地形から考えてもほぼ南北であったと想像されるから、東西の傾斜が南北傾斜に先行するのは当然であると考えてよい。南北成分の傾斜・伸縮変化と和歌山港の潮位変化の位相は読取誤差の範囲内で一致している。さて由良の場合と同

様に津波の伝播と波高分布を考慮して、大浦から 30 km 以内の海域を Fig. 7 に示す如く4つに分け、負荷の係数を計算したのが Table 3 である。

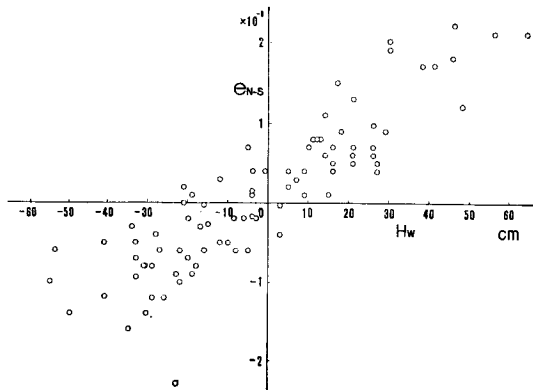


Fig. 6 Relation between amplitudes of strain variations at Ōura and of Tsunami waves in Wakayamakō.

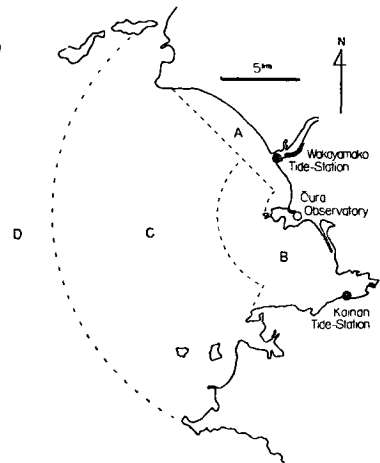


Fig. 7 Ōura observatory and its neighbouring sea regions divided for calculation of load.

Table 3 Surface-loading factor of the neighbouring seas at Ōura.

Sea region	K_{N-S}	K_{E-W}	K_S	K_E
A. (Wakayama)	0.09	-0.09	-0.91	-0.81
B. (Kainan)	0.12	-0.12	1.91	-0.29
C. (Open sea) 5~20 km	-0.52	0.52	0.18	-0.96
D. (Open sea) 20~30 km	-0.10	0.10	0.12	-0.23
Total	-0.62	0.62	0.30	-1.19

この結果によると全海域の潮位が一様に上昇したとすれば、西南西方向に傾斜するはずであり、事実海洋潮汐の負荷の場合 vector 図の主軸はその方向を示す。しかるに津波の場合は観測された傾斜 vector はほぼ北々西を向く。実際には海南と和歌山港の潮位の記録を見ても明らかな如く、各海域についてかなりの位相差があつたことは推定できるが、それぞれの潮位が実測されていないので、荷重の分布がどのように変わって行つたか判断するのは難しい。そこで Boussinesq の式が成立つとして、逆に各海域の潮位を大浦の傾斜・伸縮変化量と傾斜方向に合うように推算してみると、和歌山港側の波高が海南側に比べて大きいか、あるいは位相差が約 1/4 周期あると考えればよく、 $\lambda, \mu = 1 \times 10^{11}$ と仮定して量的に値が合うためには、大浦付近で潮位が上昇している時、紀伊水道においてすでに潮位が下がり始めていると考えればよい。事地形から考えて大浦の北部では更に波高が高かつたのではないかと想像されるし、検潮記録に現われた津波の周期 45~50 分に対して、位相差 10 分はほぼ周期の 1/4 に達し、更に波長 50 km 前後と考えれば外海 20~30 km においてすでに潮位が下がっているのは当然であり、後に得た沼島（淡路島南方、大浦の西約 25

km)の検潮資料によれば、和歌山港の同時刻の波高に対し、沼島の波高は平均 $-1/2$ 倍であることから証明できる。なお大浦の南、海南湾の北部を東西に走る背斜軸があるが、この地質構造による何らかの影響で和歌山側の海水荷重が大きく効くとすれば、説明は簡単になるが、海洋潮汐負荷の場合傾斜は明らかに西南西をむくことを考えれば、これだけからすべてを解決するのは危険である。ただ大浦の北部海岸附近の波高が和歌山港の波高より大きいという予想が誤りであるとすれば、幾分量的に地下構造の影響を受けていると解釈すべきである。以上のように全海域について、実情に合った負荷量の計算は極めて複雑であり外海の資料も少ないが、あり得べき仮定を設けることにより、Boussinesq の式で機構を説明できると考えてよい。

iii) 潮岬観測所

潮岬観測所の場合は Fig. 8 (b) に示すように東西に入江があり荷重による傾斜変化の機構は一層複雑である。海洋潮汐負荷の際には、Fig. 8 (b) の下図のように満潮時には東南東に傾斜する。津波の場合の傾斜方向も、東西が卓越していて、量的には海洋潮汐の場合の約半分に及び、海岸距離・外洋との距離からも想像される如く由良・大浦のほぼ5倍に達す。ここには伸縮計が設置されておらず、検潮所は西海岸袋港に一カ所あるのみで、東海岸の潮位は全くわからないが、当然両湾内の静振の周期は異なり、津波の振巾差・位相差もかなり大きいものと考えられる。試みに袋港の潮位変化と傾斜変化を比較しても、その波形は部分的に一致するばかりで、袋港の潮位上昇時に、西に傾斜する場合もあり逆方向の場合もある。東海岸の潮位資料のない限り解析は不可能であるが、傾斜 Vector の方向は、最も近い海岸すなわち東北東に向くことが多く、海洋潮汐の場合に反し津波の特性上極く近海の影響の大きいことが知られる。

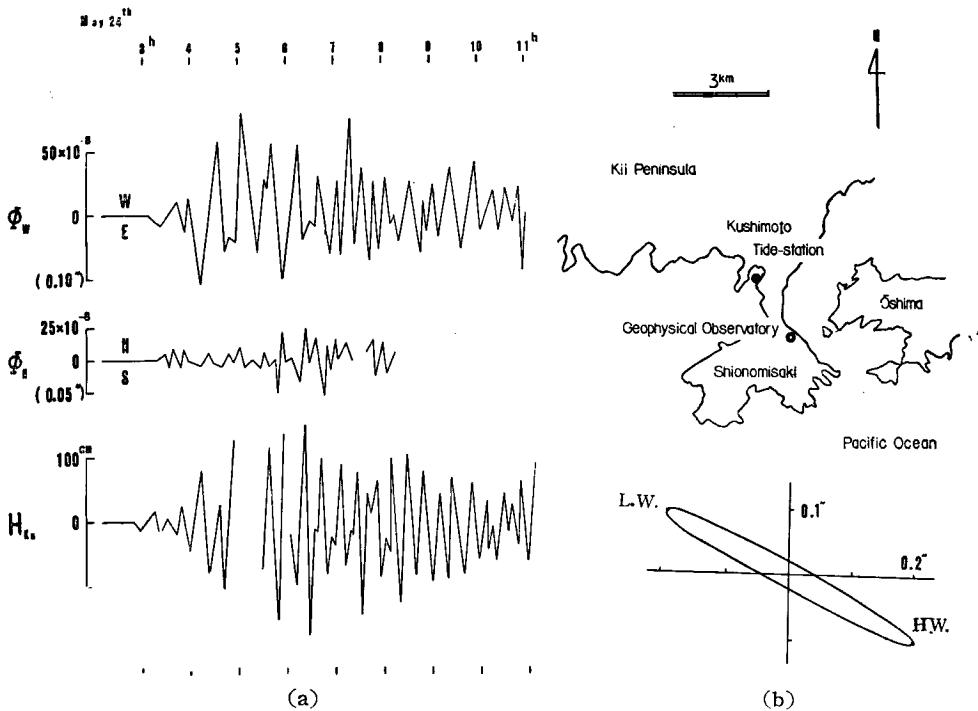


Fig. 8 (a) Oscillatory variations of ground tilt and water height due to the load of the Chile Tsunami observed at Shionomisaki observatory and Kushimoto tide-station.
 (b) Upper : Shionomisaki observatory and its surroundings.
 Lower : Vector diagram of tilting motion caused by the tidal load.

4. 極く近海の津波負荷から求めた λ, μ

以上考察した如く、由良については完全に、大浦の場合は充分可能性のある津波状況を仮定することによって、二観測点の津波負荷による傾斜・伸縮の変化機構を、Boussinesq の式によつて解明できることがわかつた。そこで次に傾斜・伸縮に関する Boussinesq の式から、地殻の極浅部の弾性常数 λ, μ を分離して求めてみる。地殻内部の弾性常数は深さの関数であるが今回は近似的に λ, μ が有効範囲内で一様と考え簡単に order を当てることにした。海水の引力による効果は極めて小さいので考慮しなかつた。

i) 複雑な荷重分布から求める 2, 3 の方法 (大浦観測所)

(a) 大浦における南北成分の傾斜変化・伸縮変化は互いに波形が極めて似ている上、位相差もほとんど誤差の範囲内で一致しているので、点荷重の場合として、対応する波の傾斜・伸縮の振巾比

$$\varphi_S/e_{N-S} = [(\lambda+2\mu)/\mu] \cdot (\sin \theta / \cos 2\theta)$$

をとつて差し支えないと考えられる。特に両者の位相差 5 分以内のものを plot したのが、Fig. 9 である。plot した点が、点線を境として上側に分布する傾向が見られるのは $\sin \theta / \cos 2\theta$ の項つまり各波について荷重中心の方向差による乱れが含まれているものと解される。もしそうならば、津波各波の伝播と波高分布の相違により対応する傾斜・伸縮各成分の変化に位相差の違いが生じ、同時に荷重中心が必ずしも同一位置にないことに対する補正が必要である(個々の場合について正確に求めるには φ_S, e_{N-S} の値として振巾をとる代りに、ある時刻の値を用い、 θ としてその時の荷重方向を使用すべきである)。各々の値についてこの補正を施す代りに Fig. 9 の限界線の勾配をほぼ北に荷重中心のあるとき($\sin \theta / \cos 2\theta = -1$)の値と考えて $(\lambda+2\mu)/\mu = 2.8$ としてもよいが、点の分布から考えて φ_S/e_{N-S} として実線の示す値 4.2 をとり、 θ としては、別に求めた各波の傾斜 Vector から、平均傾斜方向 N30°W ($\theta = 115^\circ$) を用いて補正すれば、Fig. 9 の実線は $(\lambda+2\mu)/\mu \approx 3.0$ を示すこととなる。この方法では、Boussinesq の式以外の仮定を用いることなく、観測値だけから、

$$(\lambda+2\mu)/\mu \approx 3.0$$

なる結果が得られる。

(b) 次に $\lambda+\mu$ の大約の値を求めてみる。南北成分の伸縮変化と和歌山港潮位変化がほとんど同じ波形で位相差もないことから Fig. 6 のような関係が得られている。これから平均の値として

$$\frac{e_{N-S}}{H_W} = 3.3 \times 10^{-10} \quad (\text{cm}^{-1})$$

を得る。しかし伸縮変化は和歌山港側だけの荷重によるものではない。そこで海域を Fig. 7 に示した A, B および C+D の 3 領域に分け、Table 3 の数値を用いて

$$\lambda + \mu = \frac{\rho g}{4\pi} \frac{H_a}{e_{N-S}} \left(0.09 + 0.12 \frac{H_b}{H_a} - 0.62 \frac{H_{ca}}{H_a} \right) \dots \dots (6)$$

ρ : 海水の密度 g : 重力加速度

とし、 H_a, H_b, H_{ca} はそれぞれの海域における津波の振巾(あるいは潮位)を示すこととする。ここに H_a として和歌山港の振巾を以つて代表させ、Fig. 6 から得た値 $e_{N-S}/H_W = 3.3 \times 10^{-10}$ を用いる。また外海の H_{ca} については、沼島の検潮記録から位相差と振巾を考慮して $H_{ca}/H_a = -1/2$ とすれば充分である。 H_b

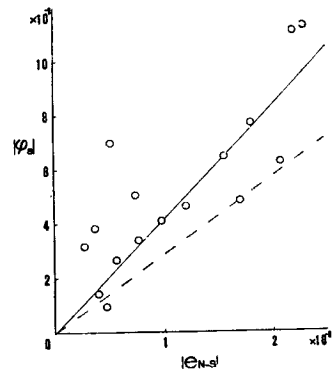


Fig. 9 Relation between amplitudes of linear strain and tilting in N-S direction caused by the changes of Tsunami load at Ōura.

の値は前に述べたように最小限海南側の負荷が余り効かない場合 $H_b=0$, 最大限として海南の潮位と等しい場合 $H_b=H_K \doteq H_W$, 少なくとも $1 > H_b/H_a > 0$ の範囲内にあることは確実である。

すなわち $\lambda + \mu$ の値としては $1.27 \times 10^{11} > \lambda + \mu > 0.97 \times 10^{11}$

中央値として $\lambda + \mu = 1.12 \times 10^{11}$ を得る。

以上 (a), (b) の結果から λ, μ を求めると,

$$\lambda = 0.49 \sim 0.64 \times 10^{11} \text{ c.g.s.} \quad \mu = 0.49 \sim 0.64 \times 10^{11} \text{ c.g.s.}$$

中央値として $\lambda = 0.56 \times 10^{11} \text{ c.g.s.}$

$$\mu = 0.56 \times 10^{11} \text{ c.g.s.}$$

(c) 以上は傾斜変化・伸縮変化の平均の振巾を基として得られたものである。次に前記と同じく A, B, C + D の3領域に分け, なるべく潮位の仮定を少なくするために, 傾斜2成分伸縮1成分の3式を用いてみた。

$$\varphi_E = \frac{\rho g}{4\pi} \frac{\lambda + 2\mu}{\mu} \frac{1}{\lambda + \mu} \{A_E H_a + B_E H_b + (C_E + D_E) H_{ca}\} \dots \dots \dots (7)$$

$$\varphi_S = \frac{\rho g}{4\pi} \frac{\lambda + 2\mu}{\mu} \frac{1}{\lambda + \mu} \{A_S H_a + B_S H_b + (C_S + D_S) H_{ca}\} \dots \dots \dots (8)$$

$$e_{N-S} = \frac{\rho g}{4\pi} \frac{1}{\lambda + \mu} \{A_{N-S} H_a + B_{N-S} H_b + (C_{N-S} + D_{N-S}) H_{ca}\} \dots \dots \dots (9)$$

ここに $A_S, \dots, D_S, A_E, \dots, D_E, A_{N-S}, \dots, D_{N-S}$ 等は Table 3 に示した各海域の南北・東西成分の傾斜計・南北成分の伸縮計に対する荷重係数 (K) を表わす。 H_a として和歌山港, H_b として海南の潮位を用いれば未知数は λ, μ, H_{ca} の3つであり, 3式を解くことによつて λ, μ と外海の潮位を求めることができる。代入値としては振巾を用いる代わりに, 潮位変化とそれに伴う現象との間に時間的なずれがないものとして, ある時間間隔の傾斜・伸縮・潮位の変化量を用いた。 H_a として和歌山港の値をそのまま採用すれば

$$(\lambda + 2\mu)/\mu = 5.3, \quad \lambda + \mu = 0.69 \times 10^{11} \text{ c.g.s.}, \quad H_{ca} = -44 \text{ cm}$$

実状から推して H_a は和歌山港の値より大きいと考えられるから最大限3/2倍をとれば

$$(\lambda + 2\mu)/\mu = 2.9, \quad \lambda + \mu = 0.90 \times 10^{11} \text{ c.g.s.}, \quad H_{ca} = -58 \text{ cm}$$

A領域の潮位が実際にはこの間の値をとつたことは確からしいので, この間の種々の値について計算し図に画いてみた (図省略)。その結果平均として最も適当な次の値を採用する。

$$H_a = 1.4H_W, \quad (\lambda + 2\mu)/\mu = 3.17, \quad \lambda + \mu = 0.85 \times 10^{11} \text{ c.g.s.}, \quad H_{ca} = -55 \text{ cm}$$

$$\lambda = 0.46 \times 10^{11} \text{ c.g.s.}$$

$$\mu = 0.39 \times 10^{11} \text{ c.g.s.}$$

なお, この時沼島の実測潮位変化量は -30 cm であることから $H_{ca} = -44 \sim -58 \text{ cm}$ は外海の潮位変化量として妥当な値で津波の波長をよく説明していると考えられる。

ii) 湾内の津波副振動から求める方法 (由良観測所)

(a) 由良の南北および東西成分の伸縮変化は先に述べた通り, 設置方向と海域分布の関係で湾内の津波副振動の荷重変化によるものが大部分を占めることから, 対応する各波について湾内の検潮記録の振巾と, 伸縮変化の振巾の関係を図に示したのが Fig. 10 である。結果として次の値を得る。

$$-\frac{e_{N-S}}{H_Y}, \frac{e_{E-W}}{H_Y} = 4.2 \times 10^{-10} \quad (\text{cm}^{-1})$$

(b) 由良における東西成分の傾斜変化は、湾内外の荷重変化が同程度に効いていることがわかっているが、特に湾内の潮位のみ依存していると考えられる波から $(\lambda+2\mu)/\mu$ を求めるために、波形・周期等を考慮して数個の波を抽出し、平均の値として

$$\frac{\varphi_E}{H_Y} = 18 \times 10^{-10} \quad (\text{rad} \cdot \text{cm}^{-1})$$

を得た。津波の尾部では湾内の副振動が卓越してくると考えられるので波の選定は容易である。

(c) 以上 (a), (b) の結果を用いて λ, μ を求めるに当たって、湾内副振動の波高分布を考慮する。一般に静振の場合は、湾口では近似的に潮位の変化がないものと考えられているが、今回の津波に際しては、各地の報告から考えて、湾口で潮位変化がなかつたとは考えられず、また湾内一様に潮位が上昇したとも想像されないで、(1)湾内一様に昇降した場合、(2)湾口の振巾が湾奥の半分の場合、(3)湾口を完全な節とした場合、の3つについて計算した。湾内を *a* 湾奥、*b* 中間部、*c* 湾口の3領域に分け、簡単にこの範囲内の潮位は同一とし、*a, b, c* の潮位として、領域の範囲と検潮器の位置を考慮し、(2)の場合は検潮記録の値の0.96, 0.72, 0.55倍を、(3)の場合には0.90, 0.45, 0.12倍をとるものとした。例えば(3)の場合

$$\lambda + \mu = \frac{\rho g}{4\pi} \frac{H_Y}{e_{N-S}} (0.90 a_{N-S} + 0.45 b_{N-S} + 0.12 c_{N-S}) \dots \dots \dots (10)$$

$$\frac{\mu}{\lambda + 2\mu} \cdot (\lambda + \mu) = \frac{\rho g}{4\pi} \frac{H_Y}{\varphi_E} (0.90 a_E + 0.45 b_E + 0.12 c_E) \dots \dots \dots (11)$$

として λ, μ を求めた、得た結果は次の通りであり、 λ, μ は少なくともこの範囲内にある。

	$(\lambda+2\mu)/\mu$	$\lambda+\mu$	λ	μ
(1)	3.09	1.78×10^{11}	0.93×10^{11}	0.85×10^{11}
(2)	3.06	1.62	0.83	0.79
(3)	3.02	1.43	0.73	0.71

(2)が最も実状に近いと考えられるが、若干の潮位の仮定のみから得られたものとして極めて信頼性があり、かつ適当な値である。

5. 海岸から 20~30 km の観測点の場合

i) 紀州観測所

紀州鉾山内観測所は紀伊半島南東岸から内陸へ約 20 km の地点にあり、津波荷重による傾斜変化は Fig. 11 (b) に示す通りである。 ϕ_A がほぼ海岸線に直角な方向の傾斜変化であり、熊野灘に荷重がかかれば、 ϕ_A は負となる。海洋潮汐負荷による傾斜 Vector 橋円の主軸方向もこれと一致する。比較のため最も近い尾鷲港の検潮記録を併示した。24 日午前 1 時頃から緩い傾斜変化が始まっているのは、尾鷲港に津波第一波が到達する以前の熊野灘沖合の津波荷重の影響であろう。津波第四波あたりまで 3 記録の波の対応はつくようである。以後の小振巾の波は感度不足のため、読取りの限界外で明瞭ではない。

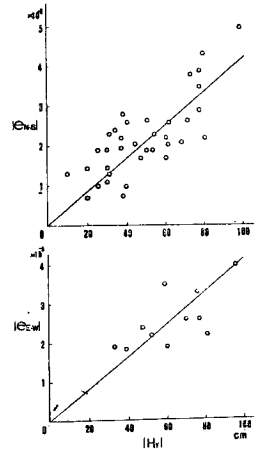


Fig. 10 Relation between double amplitudes of linear strains and those of Tsunami waves at Yura.

ii) 槇峰観測所

槇峰鉦山内観測所は九州南東岸から約 30 km, 傾斜変化の振巾を記録から算定し得る最大距離と考えられる。器械の感度が紀州より良いため, かなり細かい波まで読取りが可能であった。傾斜 2 成分を合成して得られた海岸方向への傾斜変化は ϕ_0 として図示した。最下段は最も近い検潮所・細島の記録であり, 固有の副振動と見られる周期 20 分以下の波を平滑したものを点線で記入したが, ϕ_0 の変化と極めてよく一致する。このような周期の波の存在は, 宮崎県福島港・油津港の両検潮記録にも明瞭であり, 遙か外洋における津波の形と考えるとよさそうである。短周期すなわち波長の短い波の荷重の作用は例え振巾が大きくとも海岸からの距離にしたがつて互いに打消し合い, 急速に減少するから, 外洋の比較的周期の長い津波の荷重によるものが卓越するのは当然である。ここでも紀州と同じく検潮記録に現われる以前に, 日向灘附近に達した津波の荷重によると思われる傾動が始まっている。

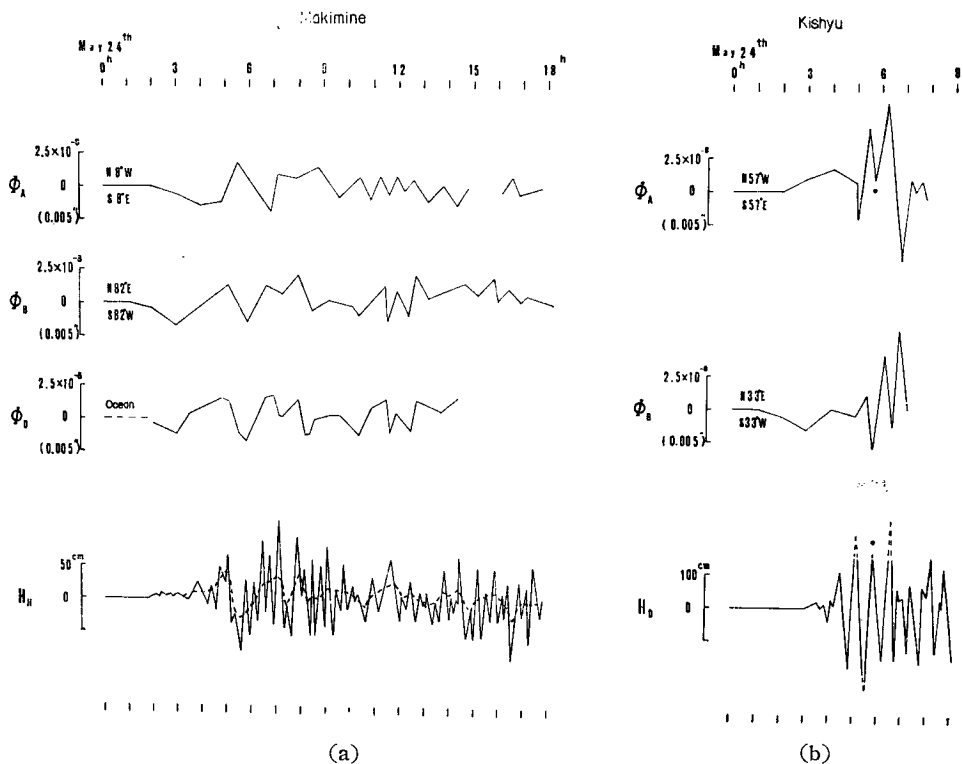


Fig. 11 Oscillatory variations of ground tilt and water height due to the Chile Tsunami observed at Makimine observatory and Hosojima tide-station (a), and at Kishyu Observatory and Owase tide-station (b) : ϕ_0 is resultant tilting in the direction to ocean.

iii) 津波波長及び観測点の海岸距離から期待される傾斜量と有効剛性率

まず紀州, 槇峰の海岸線と熊野灘, 日向灘の津波の波面を考えてみる。海岸線の小凹凸の影響は内陸の観測点では無視できるので, いづれの場合も, 海岸線は約 100 km に亘つて平坦で北々東から南々西方向の直線と考えて差し支えない (Fig. 1 参照)。津波はこの海岸線にはほぼ直角に進んだものようであるから,

海岸線に平行な波面の津波を仮定する。任意点 (r, θ) の荷重 ρgh に含まれる津波波高 h を観測点から波面への垂直距離 $r \times \cos \theta$ の関数と考え、津波の波形として、

$$H \sin \frac{2\pi}{L} \left(r \cos \theta + \frac{L}{T} t \right)$$

を仮定する。Boussinesq の式から津波の振巾と海岸方向への傾斜変化の振巾との比は、次の通りである。

$$\frac{\varphi}{H} = \frac{\rho g(\lambda + 2\mu)}{4\pi\mu(\lambda + \mu)} \iint_S \frac{\sin \frac{2\pi}{L} \left(r \cos \theta + \frac{L}{T} t \right) \cdot \cos \theta}{r^2} r dr d\theta \dots\dots\dots(12)$$

この式において、積分範囲を変えることにより、観測点の海岸距離が増すに従って津波の単位振巾に対する傾斜量 φ/H がどのように減少するかがわかる。また t を変えることによつて津波の進行に伴う傾斜量の変化を求め得、かつ最大傾斜量の値を得ることができる。波長 L が大きくなれば φ/H も増すが、この関係は L を変数とすることによつて得られる。 λ, μ について今回は深さによる効果を考えず、均質にして $\lambda = \mu$ とした。したがつて求められる μ は観測点から荷重中心までの距離と同程度の深さの有効剛性率と考えてよい。この式をこのまま積分することは、設定した条件では不可能であるから、

$$\frac{\varphi}{H} = \frac{\rho g(\lambda + 2\mu)}{4\pi\mu(\lambda + \mu)} d \sum_{S(R)} A(L, t, r \cos \theta) \frac{\cos \theta}{r^2} \dots\dots\dots(13)$$

とし、一辺 $d=20$ km の正方形の海域を考え、一応 200 km までの範囲につき計算し、この結果を基として更に遠海の荷重について充分な推算を行った。また一波長のみ含まれる場合は全荷重の 96%、第二波まで含む場合は 98% を占めていると推定して、これに対する補正も行った。

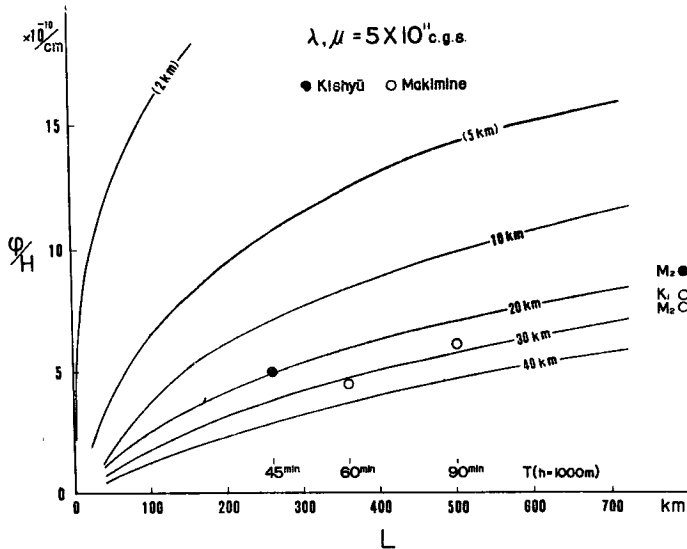


Fig. 12 Relations between the wave length of Tsunami and the theoretical amplitude ratio of tilting motion in the direction to ocean vs. the Tsunami-waves for various distances R.

Fig. 12 は一例として $\mu=5 \times 10^{11}$ c.g.s. なるときの L に対する φ/H の関係を種々の海岸距離の場合について示したものである。 d, L, R の単位を変えても φ/H の値は変わらないから参考までに $R=2$ km の場合も記載した。 $R=(5$ km) は計算上の $R=0$ を示す。この図に紀州・檳峰の値を周期別に plot する。相当波長は海の深さ 1000 m として計算した。 H の値として、それぞれ尾鷲港の検潮記録から推定した外洋の振巾と、細島の短周期の波を除いたもの (Fig. 11 (a) に点線で示す) の振巾を用いた。各々の値は紀州 $R=20$ km 檳峰 $R=30$ km の曲線にほとんど一致する。これより有効剛性率として

$$\mu=5 \times 10^{11} \text{ c.g.s.}$$

を得る。海岸距離が変われば得られる有効剛性率の値も変わるはずであるが、 $R=20 \sim 30$ km の範囲ではその差は現われないものと考えられる。得られた値は、海洋潮汐負荷から求められているより深い部分までの有効剛性率 $6 \sim 7 \times 10^{11}$ c.g.s. に比べて極めて妥当な値である。以上の計算の信頼性を裏付けるため、海洋潮汐を波長 数1000 km の波と考え、紀州・檳峰の海洋潮汐負荷による傾斜変化の M_2, K_1 の振巾と、尾鷲・細島の M_2, K_1 の振巾との比をそれぞれ記入すると、大約両曲線の延長上または5/6位の位置にのりそうである。つまり plot された値が $\mu=5 \times 10^{11}$ c.g.s. の曲線が示す φ/H の5/6であるということは、この場合有効剛性率として 6×10^{11} c.g.s. をとらねばならぬことを意味し、従来の結果と一致する。

なお上賀茂観測所の傾斜計の感度は、記録紙上 1 mm が 0.005'' に相当するが、大阪湾までの距離 50 km, 大阪湾の津波最大振巾 1 m とすれば、 Fig. 12 から期待される傾斜量は波長 100 km としても 0.0025'', 一方大阪湾の面積から考えると、直線状の海岸線の場合の数分の1の荷重であるから、傾斜量は 0.001'' 以下でありほとんど判別できないということがこの図から推定できる。

6. 結 語

以上の結果を要約すれば、従来海洋潮汐負荷による土地変形の計算の基礎となっていた Boussinesq の式が、今回の津波荷重による土地の傾斜・伸縮変化の場合にも適用し得るかという問題に対し、海岸から 1 km 以内の観測所の場合でも、海岸線の複雑性と津波資料の不足にもかかわらず、変化機構は Boussinesq の式を基礎として充分解釈出来ることを確認した。更に由良において津波に誘発された湾内副振動から、地下数 km 以内の有効弾性率ともいうべき λ, μ を概算したところ、地震観測から得られている結果に適合した値を得ることができた。もし更に厳密な解析を行い、地震から得られる値との間に何らかの系統的な差を見出すことができれば興味ある問題を提起するものと思う。大浦の場合は、各海域の潮位を実状に即した範囲にとるならば、かなりの精度で λ, μ を求めることが可能であり、逆にある程度まで外海の潮位を推定することもできる。量的には幾分地下構造の特異性が関係しているとも考えられるが、海域の区分を更に細かくし、未整理の沼島の資料を用いれば一層正確な値が期待できそうであり、Boussinesq の式から予想される量と観測値との差についての議論は、細かい地下構造の推定にまで進められる可能性がある。紀州・檳峰については、外洋の津波の波高が不明なので μ の値にどの程度信頼性があるか断言できないが、海洋潮汐負荷現象からは求め難い比較的上層部分の有効剛性率を、極めて妥当な値として得ることができた。結果は Table 4 にまとめた。津波の場合気象要素の影響を無視できるのは大きな利点であるが荷重分布についてより厳密な検討を行えば、この数値はなお多少の修正を要するもので、更に λ, μ を深さの関数としてある形を与えるか、あるいは既に知られている地下構造に合う層構造を考えて一層詳しい λ, μ の値を求めるか、または別法として、荷重の作用距離とはほぼ同程度の深さまでの弾性が効くと考え、津波の荷重中心が観測点に向って移動することを利用して種々の深さの有効剛性率を求める等の段階にまで発展させ得る可能性を含んでいる。この報告は次の機会に行いたいと考えている。

Table 4 Summary of λ - and μ -values. Δ : distance of the centre of load from the observation station.Unit of λ , μ and $\lambda + \mu$: 10^{11} c.g.s.

Station	$\frac{\lambda+2\mu}{\mu}$	$\lambda + \mu$	λ	μ	Asumption of water height
Yura $\Delta=2$ km	3.09	1.78	0.93	0.85	uniform mouth/head=1/2 mouth=0 in Yura-bay
	3.06	1.62	0.83	0.79	
	3.02	1.43	0.73	0.71	
Oura $\Delta=5$ km	3.00	1.12	0.56	0.56	$0 < H_b < H_w$ in region B
	3.17	0.85	0.46	0.39	$H_w < H_a < (3/2)H_w$ in region A
Kishyu Makimine	$\Delta=20\sim 30$ km $\Delta=30\sim 40$ km		5.0 ($\lambda=\mu$)		Load-distribution is calculated from wave form of Tsunami

終りに当たつて懇切なる御指導を賜つた西村英一教授に衷心より感謝を捧げると共に、煩雑な計算を引受けて下さつた研究室の諸兄姉に改めて謝辞を申し述べたい。なお特に今回の津波の如く特異な自然現象に際し、観測可能な範囲内のすべての観測所、すべての観測器械に溜れなく記録して貴重な資料を得ることができたのは、常日頃観測に直接従事して下さっている方々の撓みない御努力と献身的な御協力の賜物として、この機会に謹んで感謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) Shida, T. : "On the elasticity of the earth crust", Memoir of Science and Engineering, Kyoto University, Vol. 4. (1912) pp. 1-276.
 - 2) Nishimura, E. : "On the earth tide", Tikyubutsuri (Geophysics), Kyoto Imperial University, Vol. 5. (1941), pp. 10-86.
 - 3) Takahashi, R. : "Tilting motion of the earthcrust caused by tidal loading", Bulletin of Earthquake Research Institute of Tokyo Imperial University, Vol. 6. (1929), pp. 85-108.
 - 4) Hagiwara, T., Rikitake, T., Kasahara, K. and Yamada, J. : "Observation of the deformation of the earth's surface at Aburatsubo, Miura Peninsula. Part III", Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University, Vol. 27. (1949), pp. 39-44.
 - 5) Ozawa, I. : "Study on elastic strain of the ground in earth tides" Disaster Prevention Research Institute Bulletin, No. 15. (1957), pp. 1-36.
 - 6) Takada, M. : "On the Crustal deformation due to Full Water and Accumulating Sand in the Sabo-dam", Disaster Prevention Research Institute Bulletin, No. 23. (1958), pp. 13-29.
- etc.