第2章 津波および外洋潮汐観測への応用*

2.1 津波観測

水圧計は水深約2,200mに設置されており、波浪を全く記録しない。水圧変化に対する測器の応 答は秒のオーダーであり問題ないが、津波などに対しては、海面変動に対する海底水圧の応答特性 を考慮する必要がある。表面波による水中(深さz)での圧力変動は、

 $\mathbf{p} = \frac{\rho \mathbf{g} \mathbf{H} \cosh[2\pi (\mathbf{h} - \mathbf{z})/\mathbf{L}]}{2 \cosh(2\pi \mathbf{h}/\mathbf{L})} \sin\left(\frac{2\pi}{\mathbf{L}} \mathbf{x} - \frac{2\pi}{\mathbf{T}} \mathbf{t}\right)$

で表される。ここで,p:波による圧力,ρ:海水密度,g:重力加速度,H:波高(全振幅),h:海の水深,L:波長,T:周期,x:水平方向の座標,t:時間である。水圧計は海底(z=h)に設置さ れているので,水圧応答(水圧変動 cmH2O/水位変動 cm)Rは,

 $R = \operatorname{sech} (2 \pi h/L)$

となる。これは Fig. 2.1 に示すとうりで ある。この図から周期 3 分 (波長で約 35 km)以上あれば水圧は十分応答するが, 周期が 3 分より短かい波に対しては急速 に感度を減じ,周期 1 分 (波長で約 5 km) 未満の波についてはほとんど応答し得 ないことがわかる。津波の卓越周期は通 常 5 分以上なので,津波観測用として十 分使用できる。しかし,近地地震津波の 場合は周期 3 分以下の成分もかなり含ま れるので,調査などに使用する際は応答 特性に注意する必要がある。



Fig. 2.1 Frequency response of the pressure at 2, 200 m deep to surface wave.

なお、水圧計の分解能が $2.5 \, \text{cmH}_2\text{O}$

と粗く、小さな津波は観測できない。進行中の長波の波高は、エネルギー保存則から水深の 1/4 乗 に反比例するので、沿岸で観測される波高に比べ、水深 2,200 m の所では 1/5~1/10 と予想される。 したがって、沿岸で数 10 cm 以下の津波を現状のシステムで観測することは困難であろう。実際に、 エクアドル沖地震(1979.12.12)やニューヘブリデス諸島近海地震(1980.7.17)による津波が到来 し、御前崎などで 10~20 cm の波高(全振幅)が記録されたが、水圧計では観測されなかった。加

気象研究技術報告 第9号 1984

えて、現行の水圧計は大地震の際に Fig. 2.2 に示すように短周期の振動を描く。陸上の長周期地震 計でも、地震後 20~30 分間にわたって、周期 20~30 秒の波が観測されていることからみて、水中 を伝わる地震波(T相)ではなく、地震の表面波(レーリー波)によって海底が上下するために生 じる水圧変動と考えられる。このような現象があると、近地で発生した大地震の津波は初期の部分 を十分観測することができない。これらの問題を解決するために、ゲート時間を現行の 0.5 秒から 20 秒前後に延ばすことなどによって、分解能を向上させることが望まれる。



Fig. 2.2 Seismic wave recorded by the bottom pressure sensor, on 26th May 1983 (Nihonkai-chubu Earthquake). Pressure change induced by vertical ground motion is recorded.

2.2 外洋潮汐

水圧計は,沿岸の検潮所でみられるような波浪やセイシュを全く記録しないが,周期の長い潮汐 をきれいに描く。ここでは海岸局(御前崎)の打点記録から得られたデータおよびその解析結果に ついて述べる。

水圧計の分解能が2.5 cmH₂O と粗いために, Fig. 2.2 に示すように階段状の記録となっている。 記録を平滑しながら読取り,誤差を抑圧するようにした。事実上の読取精度は1 cmH₂O 程度であ る。

1978年の観測開始から 1982年末までの毎時観測値,日平均値,日平均潮汐残差を Appendix 1 に 示す。まれに短時間の欠測があるが,極めて高い測得率でこのように長期間にわたり外洋潮汐の記 録が連続的に得られたことはなく,貴重な資料である。月および年平均値は Appendix 7 に掲載され ている。潮位(海面の高さ)に換算すると,海水の密度が 1.03 g/m/前後なので,表の値より 2~3% 小さくなる。なお,中枢局(気象庁)では津波監視のためにテレメータされたものからミニコンを 用いて自動読取りし,毎時潮位表などを作成している。その結果は,通常の検潮所のデータととも に,1980年の分から"東海海底 TK1OBS"として日平均潮位,月平均潮位などが「潮汐観測」(気 象庁,年1回発行)に掲載されている。

-10 -

水圧計で得られた潮位資料の解析は既に Isozaki ら (1980) によって報告されているが、その後の データを追加して解析を行った。潮汐の調和解析は、気象庁で使用しているフーリェ解析法のプロ グラムで計算し、各年ごとの潮汐定数を求めた。この解析プログラムでは 355 日間の毎時潮位をフー リェ級数に展開し、各分潮に対応する項から角速度のずれを補正して、潮汐定数を求める。各年の 潮汐定数およびそのベクトル平均は Appendix 10 に示すとうりであるが、沿岸の値と比較するため に、振幅は海水の平均密度 1.03 g/m*l* で割ってある。参考までに同じ期間の御前崎検潮所の調和分 析結果を Appendix 11 に掲載する。

水圧計を設置してある場所での潮汐は,長周期潮を除き,御前崎とよく似ている。潮位表(気象 庁発行)に掲載されている周辺の検潮所と比べて次のような特徴がみられる。

(1) Sa 分潮 深海水圧の季節変化は適当な観測がなく、あまり知られていなかったが、水圧計周 辺では 3 cmH₂O 程度の変動がありそうである。沿岸潮位は表層の水温変動などによる密度変化に よって大きく変動するが、深海水圧ではそのような密度変化の影響をほとんど受けない。このため 潮位の季節変化を表す Sa 分潮は沿岸よりかなり小さい。位相は御前崎の値に近い。

(2) その他の長周期潮 沿岸の検潮所と同様に、Sa 分潮と比べかなり小さい。年々の海況変動の影響を受るためか、不安定である。

(3) 日周潮 大きな分潮(K₁, O₁, P₁, Q₁)についてみると、振幅は御前崎より5%程小さく、八 丈島(八重根)より10%前後小さい。遅角は御前崎とほぼ等しいが、K₁, P₁分潮では水圧計の方が いくぶん小さい。

(4) 半日周潮 主な分潮(M₂, S₂, N₂, K₂)で比較すると、水圧計の方が御前崎より振幅で数%、 遅角で数度大きいが、紀伊半島東岸と比べ小さい振幅である。御前崎と比べ、振幅の大小関係が日 周潮と逆になっており、その傾向は八丈島と比較すると一層顕著である。今回の結果は、Schwiderski (1979, 1981)の表に載っている値と比べると、振幅、遅角ともやや大きい。

(5) 周期1/3日以下の分潮 これらは倍潮や複合潮であり、内湾や海峡部でやや大きい。深海では 摩擦などの影響をほとんど受けないので振幅が小さく、御前崎と同程度である。

毎時の観測値から潮汐推算値 (天文潮)を差し引いた潮汐残差を Appendix 2 に示す。推算値の計算には、35 分潮 (日周潮とそれより短い分潮)を使用し、海況変動の影響を受けやすい長周期潮を除いた。この図を見ると、1 日程度の変動がかなり定常的にみられる。振動幅はほとんど 10 cmH₂O 以下であるが、ときどき 20 cmH₂O に達するパルス状の変動が現れている。このパルス状のものは温度ノイズ (第3章) によるものである。

潮汐残差の各年ごとのスペクトルを Appendix 5 に示す。周期1日および半日前後の所でスペクトル密度がかなり高い。また,1981年の例のように波数0.003 cph 付近に明瞭なピークが見られる ことがある。これらはそれぞれ日周潮,半日周潮およぎ太陰半月周潮 M_f(波数 0.00305 cph) に近 く,潮汐の取り除きが不完全なために生じていると考えられる。全体的傾向としては,0.01 cph よ

- 11 -

り低周波側で-5/3 乗則に適合しているのに対し,それより高周波側では傾斜が-0.6 程度となり, かなりゆるやかである。これはサンプリングが1時間間隔であるために,0.5 cphより高周波成分が 低周波側にまぎれ込むいわゆる folding の効果によるものかもしれない。一方,御前崎検潮所の潮汐 残差スペクトル (Appendix 6) では,変動のパワーレベルが水圧計より10倍程高いが,全区間にわ たって-5/3 乗則がほぼ成り立っている。水圧計の場合と同じく,日周潮,半日周潮,および半月周 潮の付近にピークが各年とも表れている。

日平均潮汐残差 (Appendix 3) では,数日~数 10 日のタイムスケールで 10 cmH₂O 程度の変動が ある。これは比較的短周期の海況変動に対応しているようである。御前崎などの沿岸潮位 (Appendix 4) と異なり,気象および表層海流の直接的影響を受ないので,変動幅は小さい。日平均潮汐残

差のパワースペクトルを Fig. 2.3 に示すが,波 数 0.024 cpd (周期約 40 日) および 0.077 cpd (周期約 13 日)付近にピークが見られる。前者 のピークは海況変動によるものかもしれない が,後者は前述したように潮汐除去の不完全さ によるものであるう。全体的には水圧計より御 前崎の方が日平均潮汐残差のパワーレベルでも 1 桁高くなっている。

月平均潮位を Appendix 8 に図示してある が,設置から 1980 年後半までは上昇傾向で,そ れ以後は下降傾向である。初期の上昇は測器の 沈み込みや水晶振動子の枯化による測器の経年 変化などによると考えられるが,最近の下降の



Fig. 2.3 Power spectra of the tidal residuals for Omaezaki tidal station (a) and the bottom pressure (b). Daily mean tidal residuals of 1024 days from 1979 January 1 are used here. Solid lines show the case of $f^{-5/3}$.

理由は明確でない。測器の経年変化のほかに、黒潮の長期変動も考えられる。御前崎における月平 均潮位を Appendix 9 に示したが、深海における変動は沿岸に比べ非常に小さい。

References

- Isozaki, I., N. Den, T. Iinuma, H. Matsumoto, T. Takahashi and T. Tsukagoshi, 1980: Deep sea pressure observation and its application to pelagic tide analysis. Pap. Meorol. Geophys., **31**, pp. 87-96.
- Schwiderski, E. W., 1979: Global ocean tides, part II: the semidiurnal principal lunar tide (M₂), atlas of tidal charts and maps. report, Nav. Surface Weapons Center.
- Schwiderski, E. W., 1981 : Global ocean tides, part III : the semidiurnal principal solar tide (S₂), atlas of tidal charts and maps. report, Nav. Surface Weapons Center.