

第5章 試験観測*

海底地震常時観測システムの開発計画は、開発作業が完了すれば直ちに業務使用に移行させるという前提で昭和49年度に発足し、昭和50・51・52年度には装置の開発、昭和53年8月には布設が完了し、海岸中継施設（御前崎測候所）で一部の観測が可能となった。

気象研究所では、このシステムの業務運用に先立ち、必要な各種の情報（例えば観測によって確認する装置の実質性能或は各種観測量の評価等）を調査し、その結果を装置のソフトウェアとして付加して本庁に移管するために約半年間の試験観測を実施した。

海岸中継施設では監視用に可視記録（地震計6成分・津波計2成分・給電電圧変化計1成分）が得られるのみで、高度な資料の入手並びに詳細な解析は、全システムの完成を待たなければならないといった事情があったが、とりあえず上記可視記録のみを使用して、今後のシステム運用に多少なりと役立て得ると思われる若干の成果を得たので報告する。

1. 地震計成分の試験観測

1.1 地震の検知能力について

地震観測の成果として算定できる情報は、観測の目的に応じていろいろとあげられる。その中でいずれの観測にとっても欠くことのできない情報とされている震源の位置を決定するには、最小限3地点以上の観測点でP波並びにS波の到着時刻を捉えることが必要である。

一方、各観測点が対象とする地震動を正確に捉えるためには感度あるいは周波数特性等必要な性能（例えば短周期地震計・長周期地震計或は高感度地震計・低感度地震計等の感度或は周波数帯域に関する性能）を設定して観測に臨まなければならない。

従って、海底地震常時観測システムのように地震の定常観測業務にとっては未知のフィールドと考えるべき海底で、新開発の装置による業務観測を予定するならば、当然その環境下で稼働させる場合のシステムの能力を事前に調査・把握しておかなければならない。

このシステムは、気象庁の陸上の観測網の延長として、布設海域に発生する小規模（ $M \geq 3$ ）地震の情報を正確に捉えて蓄積することにより、その海域で発生が予想される大規模地震の発生過程の追跡或は調査に役立てることを目的として計画したものである。このため、陸上観測点とのデータの互換性も当然必要であり、従って装置の特性は気象庁が陸上で使用している地震計に準拠させることが要求されていた。

この開発がスタートした時点（昭和49年度）では、気象庁の地震観測網で使用されている主要地震計

* 執筆担当 松本英照

は、59型（5秒－100倍）、67型（短周期高倍率）、強震計（5秒－1倍）の3種類であったが、このシステムには強震計を除いた2機種の性能を具備させるのみで良いという条件で設計製作が進められた。

従って、試験観測による装置の能力調査に際しては、システムの各機能の適否を主として上記2種の地震計の能力と比較することによって判定する手法をとった。

一般に地震のシグナルが正確な情報として使用できるかどうかは、そのシグナルが定常的に存在する地震以外の要因による信号（雑音）よりも大きいかどうか、また雑音が無視できる程小さな場合（例えば強震計の記録）には、信号が観測者が容易に認識しうる大きさに達しているかどうかによって決定される。

このような信号検出の原理から、陸上観測点の場合、観測可能な信号レベルは主として、工場動力・輸送機関等による人工的な雑振動の大小によって左右されているが、海底地震計の場合には多少事情が異なる。

即ち、海底地震計では小型で堅牢なセンサーの使用が必要条件となるので、数Hz以下の低周波域ではセンサーの出力が不足し、電気回路で発生する雑音も無視できない。一方、地震計が設置される海底の雑音（脈動及び船舶通過による雑振動）は量的によく推定する方法が確立していないので、装置及び現象双方を同等な雑音要素として均衡させたシステムを完成させる為に必要な事項の調査も、この開発作業の重要な項目であった。

そこで気象研究所では昭和51年10月に布設作業のリハーサルと試作耐圧容器・試作地震計の実用テストを行うに際して、約48時間の地震観測を試み、その資料を使用して海底の雑音予備調査と地震活動度の調査を行い、装置特性の設計条件を決定するための手がかりを得た。

この資料解析結果については関連研究4に記載してあるので、その結論のみを引用すれば「周期2～3秒の脈動の振幅は海底では陸上の10倍にも及ぶ。しかし数Hzより短周期成分は陸上の観測点と差異はない」という結論が得られている。

この結論をもとに49年度の仕様書で規定した地震計の周波数特性を変更し、更に海岸中継施設にシグナルコンディショニング（脈動除去特性と感度設定双方の選択機能）回路を追加して、システムの運用上の諸性能を試験観測後に決定できるよう陸上設備を設計した。従ってこの試験観測では最適な諸特性の選定とその特性によって得られる能力評価との双方が重要な作業となった。

このような事情から、試験観測の初期には限られた記録成分を有効に使用するためにフィルターの特性あるいは感度について、いろいろと設定を変更し、できる限り多くの条件での記録を収集して記録内容を分析することをもくろみ、結果として

- (1) 一貫した周波数特性で5,000～10,000倍程度の高感度観測を維持する方針ならば、信号は無処理で使用するよりも2Hzのハイパスフィルターによる脈動除去処理を施すことが望ましい。
- (2) 0.8Hzを遮断周波数とする広帯域成分では最高1,000倍以下の感度で運用することが望ましい。
- (3) 脈動の時間的变化は陸上よりも急激で、しかも最小時、最大時の振幅比は容易に10倍を越える。従

って、大振幅脈動の発生頻度について調査を続行しなければ、システムを有効に活用するための最終性能は設定できない。

等の判断を得た。

これらの判断に従い昭和53年10月から同年12月までの3ヶ月間、2 Hz のハイパスフィルターを付加した倍率1万倍の短周期地震計成分の連続観測を行い、本庁地震課の協力を得て、4地点に設置した各装置の地震検知力を調査した。

その結果を図5.1から図5.4に示す。この図から、4地点で作動しているそれぞれの地震計の検知

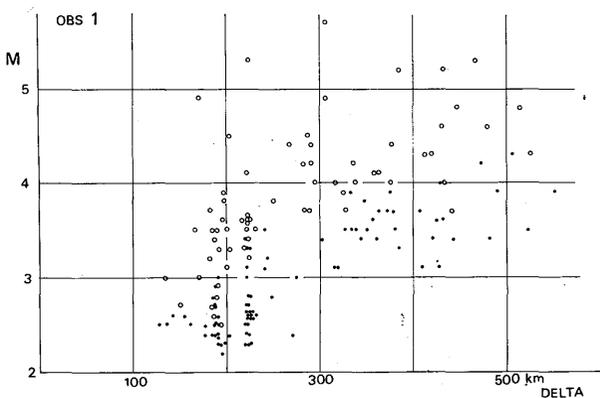


図 5.1

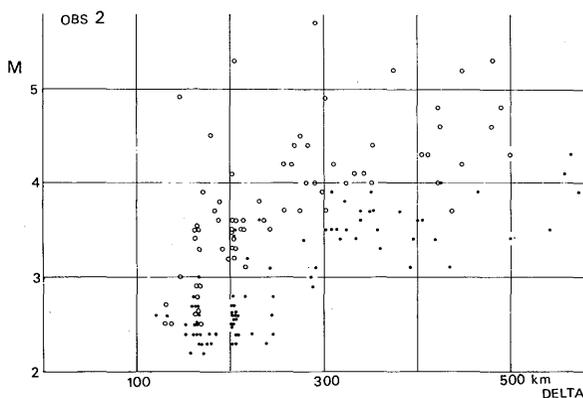


図 5.2

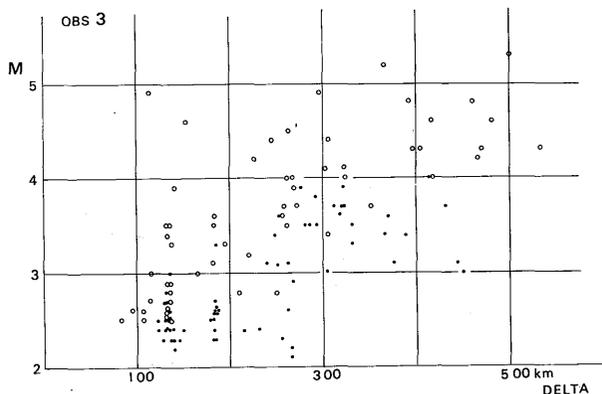


図 5.3

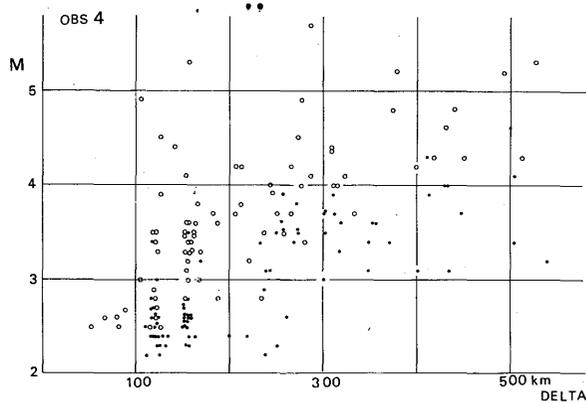


図 5.4

図 5.1～5.4 海底地震計のP波検知能力の評価に使用した地震のマグニチュードと震央距離との関係。
 図中白丸は各海底地震計が検知した地震、黒丸は検知できなかった地震を示す。

Figs. 5.1～5.4 Relation between the magnitude and the epicentral distance of all earthquakes that occurred around each site of the OBS, by which the detection capability for the P wave arrival was evaluated. Open circles show earthquakes which were detected with certain accuracy, and close circles those that were not.

能力相互にはほとんど差がなく、しかもそれぞれの検知能力は陸上における67型地震計よりもかなり高いことが見られる。このように観測点相互の検知力に殆んど差のない高感度地震観測網の展開が容易なことは海底地震計の一面の特長であり、この海域の小地震活動をほぼ均一に検知できることを示す証拠として、地震活動の均質な調査を可能ならしめるといった面からこのシステムの地震活動監視能力を評価することができる。

一方、前掲の図から各観測点の平均的な検知能力は $M \geq 3$ の地震を捉える限界は180 km程度と読み取れる。

地震検知力に関する市川(1969)の研究によれば、ある地震観測点が正確に初動を捉え得る地震の規模と震源距離との関係は次の経験式で与えられる。

$$\log \Delta = \frac{1}{258} (M + 1.38 - \log A)$$

ここに $A = P$ 波振幅 (単位ミクロン)

$\Delta =$ 震央距離 (単位 km)

$M =$ マグニチュード

ここで、記録紙上 0.5 mm, 0.3 mm, 0.1 mm までを読み取り可能な信号と仮定し、海底地震計の倍率を1万倍に設定したならば、上式から $M \geq 3$ の地震初動を捉えることのできる震央距離は、各読み取り限界の設定値に対応して、それぞれ約160 km, 200 km, 300 kmと算定される。

ところが、前出の図 5.1 ~ 5.4 からはこのシステムに組込まれたそれぞれの地震計が $M \geq 3$ の地震を捉える限界が180 km程度と判断されるので、もしも市川の式がこのシステムにも適用できるものならば、験測者は読み取りの最低値を0.3 ~ 0.5 mmとした場合の能力に相当する。ところが、この調査結果は験測作業者が可能な限り小振幅をも読み取る努力をして得た験測値を使用しているもので、0.3 mm以下の震動をも利用した調査結果に相当しなければならないはずである。従って、上記の180 kmというこの検知能力の評価結果は、この装置が陸上で稼働したと仮定した場合の期待値には達していないものと判断するべきであろう。

勿論、この判断は単数の験測者による結果をもとに調査した結果の検討であるから、統計的な裏付の薄弱な判断と評価されてもやむを得ない面はある。しかし4点の観測点からそれぞれ200個を越える験測結果を得て、それらを処理した結果を検討したのであるから、この判断結果に根拠があるかないかは考察しておく価値はある。

前記のように、装置本来の性能と観測点の地震検出能力との関係にずれが生じる現象は陸上観測点でもよく見られるが、それらの原因は主として観測点の地質或は地殻構造面からみたマクロな立地条件によることが多い。

このような観測点の立地条件は海底でも同様と判断しても問題はないと思われるが、この影響が上記の現象の原因のすべてとは思われない。むしろ海底地震計の場合には海底堆積層の影響が無視できない

のではないかと思わせる状況証拠が二、三挙げられる。

即ち、海洋底で特に平坦な地形を選んで、そこに布設された海底地震計はほとんどの場合に軟弱な厚い堆積層上に設置されているものと想像される。

軟弱な地盤は短周期の振動成分の伝播を阻害する一方、特定の入射面、周期のSH波を増幅する作用があることはよく知られている。従って、S波に比べ相対的に短周期成分の卓越したP波部分の振幅が期待値よりも小さくなる現象を、S波によって地震はピックアップできてもP波の読み取り精度が悪いといった験測が多い原因としてとりあげて、理解しても不合理ではない。

今後、この観測システムの中ではこの種の検討に最も適した特性を持つ中周期成分を磁気テープに収録して、この現象をスペクトラム面から分析調査し、海底地震計の地震検知力について問題点を整理していくべきであろう。

一方、この観測システムでは前述の現象とは別個に、特定の地域（例えば長野県南西部あるいは伊豆東海岸）の浅発地震は特に初動が小さいといった現象もあるが、他方では特定の地域に発生する地震に対しては、期待以上に大きな振幅で振動を捉えているといった全く逆の現象も確認されている。また、真南に近い方位から到来する地震波の振幅は、震央距離の相違による影響を考慮しても陸上観測点より大きく、又逆に北方から到来する地震波は平均して振幅が小さいといった傾向も確認されている。

これらは、前にも述べたように地質あるいは地殻構造の影響として陸上の観測点にもよく現われる現象の一つと思われるが、この影響で震源決定能力の均一性は多少失なわれる可能性があり、地震の空間分布が変形されて認識されるおそれがある。このことは地震活動度のデータを発表する場合、特に遠州灘に存在すると言われる地震空白域に関連した議論には注意する必要があることを意味する。

以上、短周期高感度成分に期待される能力について観測結果を紹介したが、中周期あるいは長周期成分については特別とりあげるような観測結果は得られていない。しかし、双方の成分とも脈動が急激に増加する帯域（0.5 Hz）をカバーしているので、脈動の振幅が大きな時期には、それぞれの成分は最低感度による可視記録でさえも、読み取りは困難となることを経験している。従って、次期計画に際しては感度設定条件については再考を要するという結論をこれらの成分に対する試験観測の成果として報告しておく。

1.2 特異な記録について

その1) 水平動地震計の記録紙上で初期微動に比べS波の振幅が平均以上に大きな地震数が多いこと。

特殊な地震を除き、S波がP波に比べて振幅が大きいことは、理論的にも、また観測事実としても周知されている現象であり、その振幅比は特殊な地震計を使用しなければ、通常6～7以下の場合が多い。

ところが、このシステムで得られる高感度短周期水平動地震計による記録を験測していると、S波は数mm以上振れているが、初期微動は0.3mm以下でほとんど追跡できない地震が頻度高

く記録されていることに気付く。

通常このような記録を得た場合には、発震機構に関連した方位性によるものと判断する 경우가多いが、このシステムではその発生頻度の面から他の原因が存在している可能性が強い。

即ち、海底地震計の設置点では厚い堆積層の影響で短周期振動成分の伝播が悪くなっているのではないかと思われる前出の考察結果の延長として、同じく厚い堆積層の影響として解釈することができる。

地震波伝播速度の低い堆積層上に設置された地震計が捉える短周期の地震動は、大きな入射角で 20° 以下、小さな場合では 10° 程度となり、P波の水平成分は入射成分の $1/3$ 以下、場合によっては $1/10$ 以下の振幅となる。一方、S波の水平成分は入射角が上記の条件ならば、入射成分の95%以上が水平振動となり、もともと入射の量で差のあるP波とS波の水平振幅比は、この部分で更に拡大されている可能性が強い。

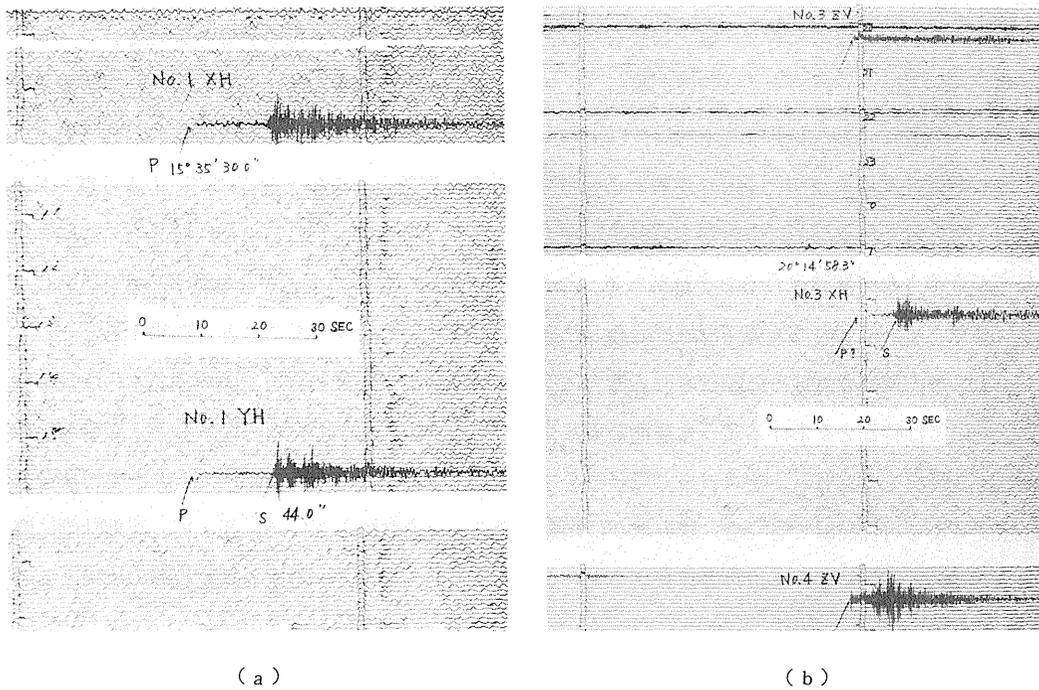


図5.5 P波とS波の振幅比が異常に高い地震波形の例。この種の記録が多発すれば、地震が存在することは確認できてもP波が検知できない地震の数が増加する可能性を示す。

Fig. 5.5 Records of earthquakes which show an anomalous amplitude ratio between P and S waves. Such earthquakes appeared occasionally.

しかし今回の試験観測では、解析に使用した資料並びに解析過程から、上記の解釈を裏付けうる決定的な材料は得られなかった。従って、なるべく早期に本庁で得られる充実した観測資料を用いて、スペクトル面での解析あるいは走時残差の解析等を行い、この特異な記録に対する評価の確立をはかるべきであろう。なお、参考のためここで採りあげた地震の典型的な記録例を図5.

5に示す。

その2) 水中音速で伝播して海底地震計のみに捉えられている独特な雑音

海底地震計で得られる地震記録の一部(主として海域の浅発地震)にP波, S波あるいはそれらの副次振動よりもはるかに遅れて到達する音速伝播波(Tフェイズと呼ばれ, 特定の周波帯で優勢な振動成分)が発現することはよく知られている。

この波動に関しては, その詳細な伝播特性あるいは発生のメカニズムが解明されていないから, 地震が発生してもT波が現われるかどうか, また現われる場合にはその振幅並びに周期はどうか等を正確に予測することはできない。更にこの波形は, 遠震の初動と類似して、地震の識別あるいは検測作業の妨げとなるので, 海底地震の常時観測を業務として実施するには, 検測上の雑音として除去するためにこの波の特性を整理して識別法を確立しておく必要がある。幸い, このシステムは一種のアレイ観測の効果を併せ発揮することのできるシステムとして構成してあるので, 4地点に到来する時間差を容易に検知することができる。T相は, 伝播速度がS波の半分以下なので, 4地点に到来する時刻の差もS波の場合に比べ2倍以上となり, 3地点以上の記録を同一紙上で記録すれば, T相はその時刻差の大きさから容易に識別できる。

また, T相は地震の震源位置によって波形にも特長があるので, 観測例の蓄積を待って波形の標本作成をはかり, 波形の比較対象によりT相を識別し, 地震の検測から除外する手段の一助とすることを考慮すべきであろう。図5.6に観測されたT相の一例を示す。

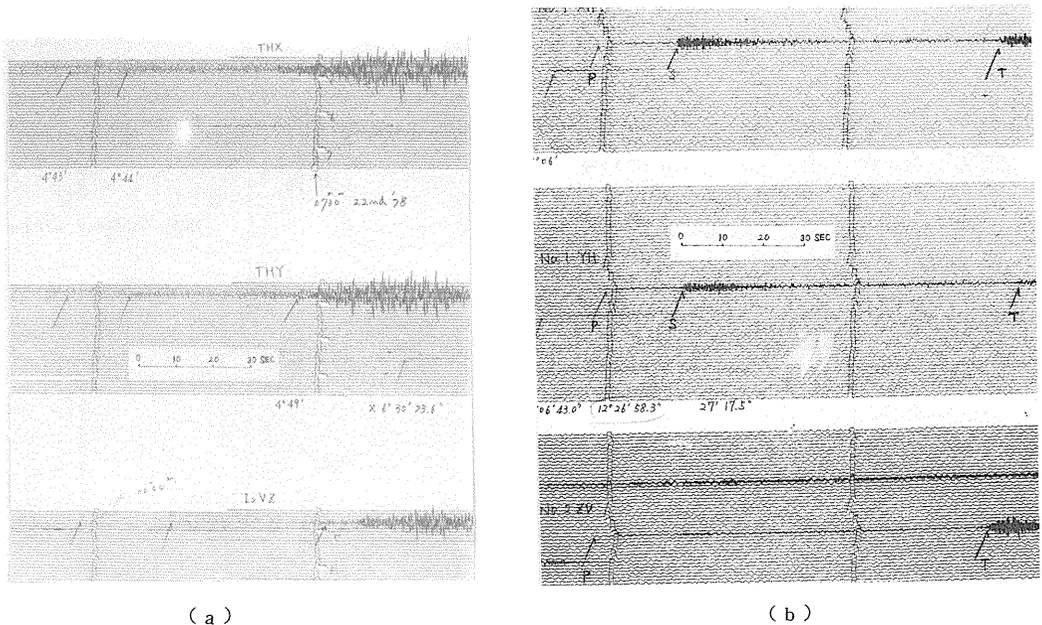


図 5.6 典型的な T 波の記録例

a 図は種子島付近に発生した群発地震に際して得られた記録。この地域に発生した地震に対してはP波振幅に比べかなり優勢なT波が出現することを示す。

b 図は震央距離が200km以下の海域で発生した地震(震源不明)に対して得られた記録。海域に発生した地震ではP波・S波に続いてT波が観測される可能性があることを示す。

Fig. 5.6 Examples of seismograms with typical T waves.

図のように、地震発生に付随して伝播するT相の外に、この観測期間中の特定の時期には、その波群をT相と断定して良いか否かを判断しかねる振動群が頻繁に記録された。それらは発生の様相に規則性が見られるので、人工的な現象である可能性が高い。

今後この発生源が何なのかを考察し、T相について解明されていない性質、例えばT相がどのような条件で、どのようなメカニズムで、また振動源とどのような位置関係で発生するか等についての研究のための資料の一部として役立つであろう。図5.7にこの振動の記録例を示す。

一方、海底地震計で得られる特定の地震の記録の初動の直後には、海面からの反射波が、初動と類似の振動として出現する。

この波動も、陸上の観測点の記録の検測のみを扱ってきた観測者から見ればなじみの深い陸上の観測記録には原理的に発生しえない波動であるから、雑音の増加と評価せざるを得ない。しかし、試験観測期間中の観測例から判断するに、地震波の入射角にかなり敏感な性質を示すので、震央距離を反映する信号として震源要素の決定に際して補助的に使用することができるものと思

われる。今後、資料の蓄積を待って調査すべき事項の一つと思われる。図5.8にこの振動の記録例を示す。

最後に、主として沿岸に布設される海底地

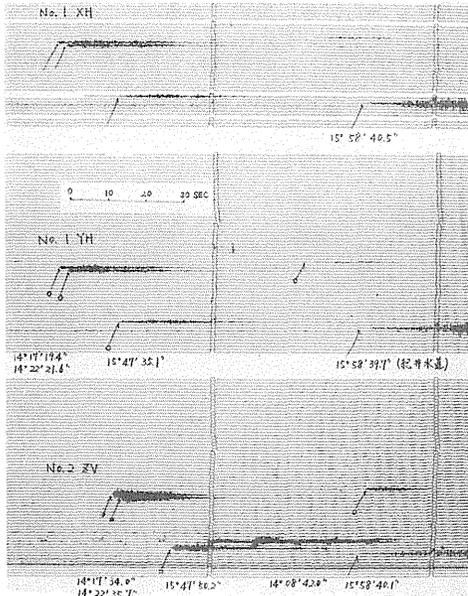


図5.7 S波の伝播速度に比べかなり遅い速度で伝播する正体不明の波群の記録例。この時間帯この付近では、この現象に関連すると思われるような地震・火山活動についての報告は得られていない。

Fig. 5.7 Examples of records with strange waves which show fairly slow propagation and whose origin cannot be identified, no relevant report being available in spite of their certain appearance.

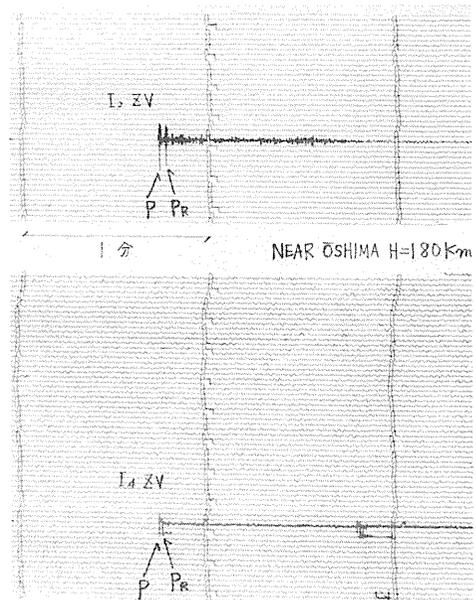


図5.8 海面から反射したP波が出現した地震記録の一例。水深に比例した時間を経たP波の後部にP波と相似の反射波が見られる。

Fig. 5.8 Example of the record with reflected P wave at the sea surface.

震計にとって最も有害な雑音として、船舶通過に伴う発生雑音についての考察結果を述べる。

計画当初には、大型船が付近を航行する場合には時間単位で雑音が持続し、その間の観測は不能となるといった情報があった。この情報は船舶が海底地震計から10～20 kmの範囲を航行すれば、観測が不可能となるおそれがあることを意味し、御前崎の沖合のように船舶の航行の頻繁な海域では、その影響で観測資料が有効に使用できない観測点が出現するのではないかと懸念された。

しかしながら、前述の情報は研究観測として短周期の超高感度地震計を使用した場合の状況であり、設置点の水深あるいは測器の特性によってはその結論が変化することも期待できた。このような観点から、試験観測では速度計成分で観測する場合と変位計で観測する場合について船舶航行の影響を比較し、次のような結果を得た。

- 上下動速度計成分（感度1 cm / 1 m kine）の記録に対する船舶航行による影響は、最大記録振幅で2 cm、振動継続時間が最大20分といったかなり大規模な雑音に限定しても、各観測点に1日平均1～2回の頻度で出現する。
- 上下動変位計成分（倍率1万倍）の記録に対する船舶航行による影響は、最大記録振幅で1 cm、振動継続時間を最大で5分といった大きめの雑音に限定すると、各観測点に月に1～2回程度出現するにすぎない。
- 最も船舶航行の頻繁な第3中間点でも、その影響でP波の検測が困難となる期間は、上下動速度計成分で1日平均約1.5時間、上下動変位計成分では1日に20～30分程度と評価できる。

以上の結果をまとめると、船舶航行による雑音の大きさ並びに観測を妨害する振幅の継続時間は、予想を下まわり観測の大きな障害とはならないものと評価できる。

なお、船舶航行に伴い発生する雑音の波形はいずれの観測点にも共通した特長が認められるので、可視記録の検測では自然地震と判別を誤るおそれはまずないと言える。しかしながら、簡易なトリガー装置では、やや遠方で発生した地震との判別が困難であり、不必要な信号の収録の原因となることが懸念される。従って、トリガー回路を起動させるための信号としては、この雑音発生が少ない変位計成分を使用することが望ましいと言える。

なお、図5.9にこの雑音が最も頻度高く記録される速度計成分の記録とそれに対応する変位計成分の記録を、同一点で速度計成分には出現しているが、変位計成分には記録されていない例として示す。

その3) 海底下における脈動

定常的に存在する雑音の振幅が、システムの地震検知力を左右することは言うまでもない。一方、日本近海での海底下で観測される脈動の特性については、海底地震計による数多くの観測が行われているにもかかわらず、十分に把握されているとは言えない状況である。従ってこのシステムの検知力を高め、しかも信号のダイナミックレンジをより有効に使用するためには、試験観

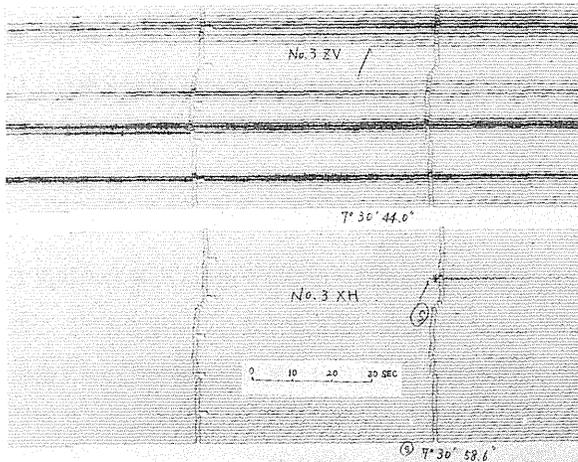


図 5.9 装置の直上を通過する船舶によって発生された雑音の記録例。この記録では、高周波域で感度が相対的に高い速度計成分に、かなりの振幅と継続時間で雑音が見られる。一方、低周波域で速度計と感度を同じく設定された変位計成分の記録には、ほとんど雑音が見取れない状況もこの記録から読み取れる。

Fig. 5.9 Response of two types of the seismometers to the most frequently appearing seismic noises which are generated by vessels passing over the OBS. The velocity seismometer seems to be sensitive to them, but the displacement seismometer hardly records them, which should be caused by the spectrum of them.

この図では、各観測点の記録振幅に類似が見られるので、沖合から到来する風波と海岸で反射してくる風波の干渉により、ごく限られた領域で脈動が発生するという、三東(1960, 1963)が主張するメカニズムを否定する資料となりうる。また、どの観測点の記録にも気象状況によって急激に増減する短周期成分が含まれていることも見られるので、海底の脈動は陸上の脈動とは異なり、かなり沖合の不特定の場所で従来の研究による結論とは異なったメカニズムにより発生していると解釈した方が良いように見える。

一方、脈動の消長は陸上と同様、直接的に気象状況に対応するように見える。しかし、その対応の様相には大別して2通りあり、布設海域に限定された擾乱期と、地域的にもっと大規模な広がりを持つ擾乱期とでは脈動の様相が若干異なるように見える。

図 5.1 1 に、御前崎測候所における風力・波浪の観測データと先端装置で記録した脈動の振幅変化との対比の一例を示す。御前崎測候所では、地形的に東・西・南の3方向には風の運動に対する障害がないので、この風向・風力の資料は遠州灘洋上の風向風力をかなり正確に表現しているものと考えられる。従って、この図は海底の雑音と直上の海面の風力との直接の関係を示すも

測により海底雑音の状況を見極めて、システムの常用感度及び周波数特性の決定に反映させる必要があった。また、脈動の発生源の研究は古くから採り上げられ、評価の高い2~3の研究成果も既に存在するが、それらはすべて陸上観測による定性的な検討にとどまった内容と言える。

このシステムは、海岸から100 kmの沖合までほぼ等間隔に展開した4地点の海底地震計から構成されているから、従来の研究で脈動の発生源と想定されているいわゆる「海岸近くの特定の場所」にいずれの地震計かは接近するはずである。従ってこのシステムは、その立地条件の有利さによって発生源の定量的な検討に必要な資料を提供し、従来の研究成果を再評価するのに役立つものと思われる。

このような観点から脈動の成因を視覚によって確かめるために、各観測点の脈動振幅の同時比較を示したのが図 5.10である。

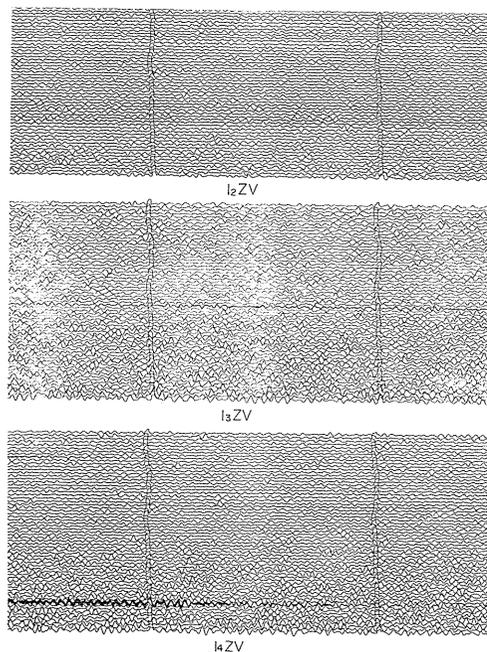


図 5.10 3地点に設置された中間点装置感度成分による脈動の同時記録例。この記録から観測点相互の脈動の振幅に類似が見られる時間帯と、相互の脈動振幅に大差が認められる時間帯の存在がはっきりと読み取れる。この現象は脈動の発生源に関して重要な情報を提供している。

Fig. 5.10 Simultaneous record of the intermediate apparatus installed in three different sites, in which different characteristics of microseisms can be seen. Upper part of each record shows homogeneous microseisms, but not the lower part. This perhaps means that their origin moves according to the sea condition.

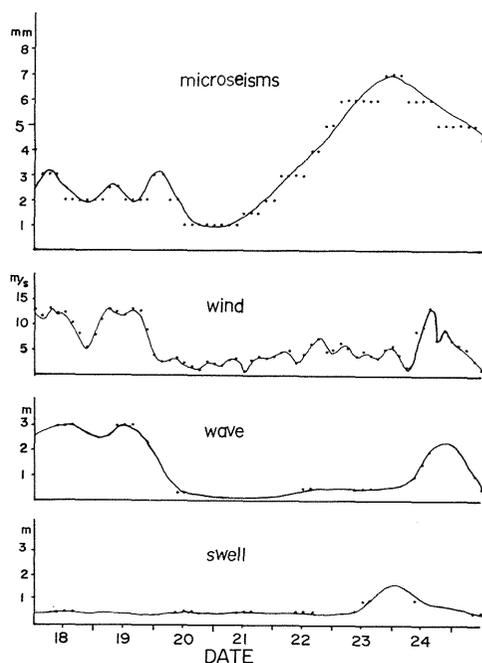


図 5.11 脈動の発生に影響を持つと思われる3つの観測量(風速・波高・うねり)と脈動振幅の変化との比較図。この図から、観測される脈動には風速・波高と関係の深い成分と、主にうねりに関係する成分との2種類の成分が混合していることがうかがえる。

Fig. 5.11 Comparison of three kinds of phenomena observed at Omaezaki Weather Station and the corresponding microseisms.

のといえる。図から、動脈の消長のパターンは風を介とする海況の変動との相関が見られるが、その振幅の大小は直接風力と関係のない様相も同時に判読できる。

このような現象は、脈動の消長が地震計直上の気象のみによって左右されるのではなく、例えば 1,000 km 単位の気圧配置或は低気圧の移動等、地域的に大規模な気象条件によって脈動振幅が変化するという、従来の脈動に関する研究結果と調和的である。しかし、4観測点で振幅に大きな相違がないという現象を併せ考慮すれば、発生の場所或はメカニズムについての従来の研究結果を完全に支持できる現象ではない。今後もっと詳細に現象の特性を分別整理して、脈動発生のメカニズムを正確に解明し、海底における地震観測の効率向上に役立てる必要がある。

以上まとめると、システム設計の時点では脈動の成因に関する従来の研究成果を参照して、脈動あるいはそれに類似した雑音の振幅は、海岸線からの距離にほぼ比例して小さくなるということを期待して先端装置を他の中間点装置よりも高感度で稼動させるという方針を決定し、装置を設計製作している。

ところが試験観測の結果からは、脈動及びそれに類似した雑音は予想に反して、どの地点でも同振幅で記録されることが確認されている。この事実は先端装置を他に比べて高感度で稼動させることが不可能であることを意味し、更に装置の製作に際して先端装置の特性を他に比べて高くする根拠は全くないことを明らかにしたことになる。

2. 津波計の試験観測

津波計として、長周期の海面昇降運動を捉えるには、海面に測器を浮かべて直接水の運動を捉える方法と、海面以外に不動点を設定し海面との相対運動を捉える方法の2つの方法がある。このシステムでは、海面にセンサーを浮上させる方式では信頼性が保証できないので、検討から除外された。一方、海底から海面の昇降を観測するには、測距方式と感圧方式とがあるが、これも信頼性への配慮から測距方式は検討から除外された。

設計に先行して、感圧型で長周期海面変動を捉える測器の方式として、水晶式・弦振動方式・磁歪式・ペロースを使用した差圧式の4方式が提案され検討された。当時は、検討の対象となったこれらの方式のいずれにも、長期間連続で200気圧を越える環境下で稼動させた使用例がなかったので、特性の優劣と類似使用実績の有無の両面から評価して、最も難点の少ない水晶式の採用が決定された。しかし、このセンサー部の入手は輸入に依らざるを得なかったため、他のパーツとは異なり製造の管理まで介入することは不可能となり、入手後に特に綿密な特性の測定を課すことが必要となり、それは忠実に実行された。しかしながら、200気圧の加圧が可能でしかも温度を0.1℃以内に安定に保持して長時間の試験を行うことのできる試験槽は国内には存在しないので、このセンサーは特性に未知の部分（例えば分解能或は安定性）を残したまま布設されてしまった。従って、2～3の未確認特性については試験観測による評価を行い、実績として確認を得ることが必要であった。

現在このセンサーは水深約2,200mの海底に設置され稼動しているが、このような深海底では、周期1分以下（波長にして500m以下）の海面の上下運動には原理的に感応できない。一方、深海底で海床が昇降運動を行えば、わずかな変位量でもかなりの水圧の変化としてセンサーが感応するので、変位量としては比較的微小な地震の波動を捉えることも期待し観測を実施した。

観測出力は25mm/hourの打点記録により実施し、下記の成果を得た。

1) 津波計が地震波動を効率よく捉えること。

昭和53年12月6日択捉島付近を震源とする $M=7.7$ の地震は、津波を発生しなかった。しかし津波計の記録には地震波の到来時刻に水深10cmの変化に相当する振動が記録された。もしも津波計が海床の上下変位を記録したと仮定すれば、この量は陸上の地震計あるいは歪計で得られた地盤の振動量に比べて桁は

ずれに大きい。このことから津波計は、地震による海床の運動を水圧の変化として捉えたものと判断される。

2) 津波計が地殻変動観測器としても使用できること。

津波計の記録に発現する環境雑音は理論通りに低いことが確認された。即ち、潮汐による水位の昇降分を平均処理で除去した後のデータには、安定した長期1方向の偏傾成分が見られるが、それ以外の変動成分は陸上における検潮観測に比べて1桁低いことが、データ処理によって明確となった。図 5.12 に御前崎測候所の検潮記録と、この津波計のバックグラウンドノイズの比較図を示す。最近2地点間の検潮記録の差をとることによって雑音を消去し、2地点間で相対的に発生している地殻上下変動を捉える観測法が実用化されているが、津波計が現在の安定な稼動を持続できるならば、単独の観測点で2地点での検潮観測と同等の観測を分担する能力を発揮することが期待できる。

3) 津波計の分解能

測器の分解能は装置自体から発生する本質的な雑音によって規定される。従って、本装置では感圧変換器として使用する水晶発振子と、それを回路素子として構成される発振回路の短期安定度によって、分解能が定まる。センサーに使用した水晶のカットの種類及び発振回路の構成に対する検討により、発振周波数の短期安定度は 10^{-9} 程度と評価された。一方この発振回路では、水晶の周囲の圧力が 50mb (水深変化 50 cm 相当) 変化すると、5 MHz の発振周波数が 1 Hz 変化するという試験結果が得られているので、 10^{-9} の安定度を換算すると 0.25mb の圧力変化を捉え得る事が期待できる。しかしながら、気圧変化を 0.25mb 以下、温度変化を $1/100$ °C 以下に長時間保持することのできる試験槽が得られなければ、この分解能は確認することはできない。

このような事情から、この津波計の分解能は海底に布設した装置によってはじめて確認されるはこびとなった。

正規の観測用復調器の回路は、最小分解能が 2.5 cm となるように構成してあるので、この性能を確認するには能力が不足した。そこで個別の高性能カウンターと D-A コンバーターを海岸中継所に持ち込み、試験観測を実施した。

図 5.13 にこの臨時観測で得られた記録例を示す。

この結果、5 mm の海面変動を正確に記録する能力が直接の目視でも確認され、1 mm の分解能を期待

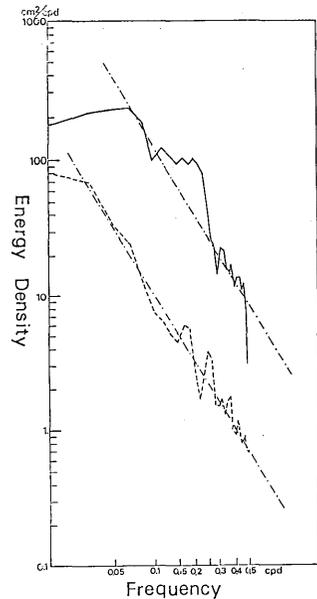


図 5.12 海岸の検潮儀で得られた海面の上下変動（潮汐成分を除く）と、その地点から約 110 km の沖合水深 2,200 m の海底下の津波計によって得られた海面の上下変動（潮汐成分を除く）のスペクトラムの比較図。この図から、海面変動の観測を利用し、かなり短期（10~50日単位）の地殻変動を調査する場合には、津波計の観測量の雑音レベルが海岸における観測量に比べ約 1 桁低いことがうかがえる。

Fig. 5.12 Spectra of the sea levels observed with the tsunami-meter in the deep sea (broken line), and with the tide gage at the coast (solid line).

しても良い証拠がえられた。

この事実は、装置単体の分解能に関するメーカー仕様がかなり控え目の性能を提示していたことを意味する。このことから、センサーメーカー仕様に安全係数を配慮して最小分解能を能力以下に評価して一連の装置を設計してしまった今回の回路構成は次期計画では再考すべき事項の一つと思われる。

図 5.14 に津波計の平常時の記録と、海底にまで温度の擾乱が発生した時の記録を対比させて示す。図から津波計が安定に潮汐を記録すると同時に、深海底でも海水の運動が存在することが読み取れる。

なお、記録に現れるこの種の現象の判定には、50年度に伊東で行った海上実験の成果（関連研究5）が有効に役立てられた。

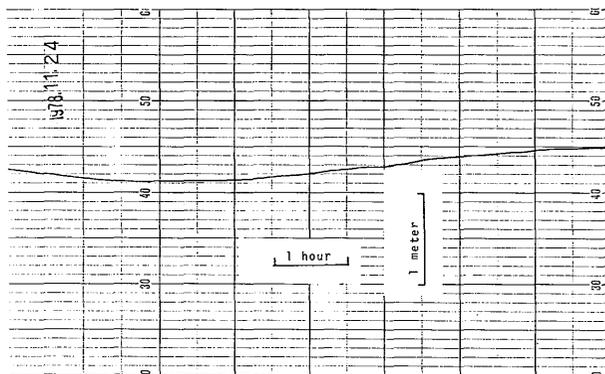


図 5.13 分解能確認のための試験観測による記録例。
この記録は最小ディジットを5mmに設定してD-A変換したもので、この記録上に5mmを超える階段状の不規則波形が見られないことで、津波計の分解能が明白に5mmよりも微細であることが示された。

Fig. 5.13 Example of the record to examine the resolution of the tsunami-meter. By this it has been ascertained that the practical resolution of the tsunami-meter is better than five millimeters.

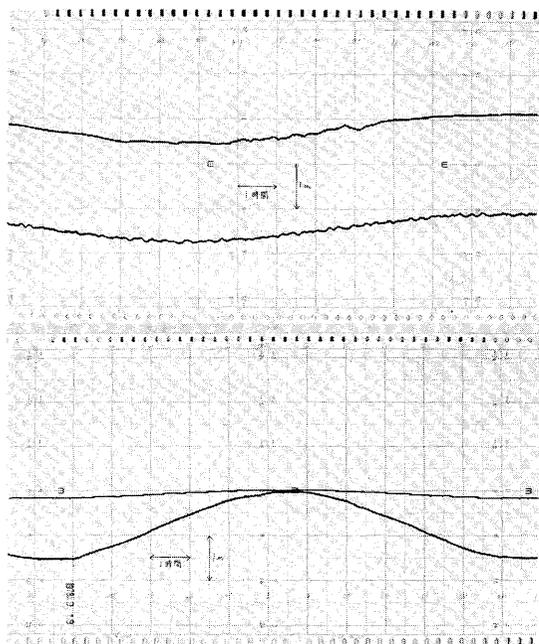


図 5.14 試験観測期間に得た御前崎測候所における津波計監視記録の一例。上段は津波計の周辺温度の変化による擾乱を捉えた特殊な記録例を示す。2段目は御前崎の検潮記録を示すが、これには短周期の変動が見られる。3段目は1/8に感度を低下せしめた海面位の長期監視用の記録、最下段に定常的に安定して得られている典型的な津波計の監視記録例を示す。

Fig. 5.14 Example of monitor records at Omaezaki Weather Station. The top trace is due to the standard tsunami-monitor to show the typical noise which was caused by the temperature change around the tsunami-meter. The second trace is the signal of the tide gage at Point Omaezaki to show directly similarity with tide and difference from noise of the tsunami-meter. The third shows the low-magnification component of the tsunami-meter for long-term monitoring, and the lowest is a typically stable record of the standard tsunami-monitor.

3. 給電電圧変化の監視観測

このシステムは、完成された技術と実績を尊重し、可能なかぎり利用する方針で開発された。

従ってこの給電系には、最新の海底中継器の方式を踏襲する事が決定され、直流定電流の供給方式による給電が行われている。

直距離 110 km (ケーブル長 158 km) に及ぶ広大な海域に、ケーブルで連絡して展開された 4 地点の装置に対し、直流の給電を行う場合には、その給電電圧は種々の地球電磁気学的或は海洋学的な現象による擾乱を受けることは避けられない。

即ち、海底中継器に関連した文献 (Axe 1968) によれば、海洋潮汐・潮流・磁気嵐を含む地磁気の変化に対応してケーブルに誘起電圧が発生するので、給電装置はその電圧を補償できるように構成しなければならないことが記述されており、その誘起電圧についていくつかの例が報告されている。

このような理由から、このシステムの給電装置は、それらの擾乱による誘起電圧を補償して定電流を保つことができるよう、平常時の供給電圧と同量即ち規定電圧の 2 倍の電圧までは、自動的に変化させることによって供給電流を一定に保つことができるように設計されている。

一方、このシステムの海底部の電気回路の一部は、 $1 \mu\text{V}$ 以下という低レベルの超低周波信号を対象として送出信号が作成できるように動作しなければならない。従って、その回路に電源を供給する装置は、出力電圧に含まれる雑音の影響による主回路の機能低下が発生しないように、高精度な制御機能と強力な雑音の抑圧を必要とする。

一方海底部装置は、受電した給電を内部で更にツェナーダイオードにより定電圧に変換して回路に供給しているが、この方式によれば装置に流入する電流の大小によって、ツェナーダイオードによる制御電圧が微妙に変化し、その変化はその電源を使用した電気回路の信号に変換されてしまう。従って、このシステムに使用した給電装置には、高度な制御回路を採用し、特に厳密に出力電流の制御を行なわしめている。

試験観測では、地震計成分の信号に現れる雑音を評価する為にこの給電回路の制御状況と発生雑音への影響を調査する必要があった。

給電電流の日単位での変動量は、給電装置に付加された監視出力をデジタルマルチメーターで精度良く測定することにより検定され、期待以上に精度良く制御され $\pm 0.005 \text{ mA}$ 以下の変動にとどまっていることが確認された。このことは動作抵抗が約 10Ω のツェナーダイオードによる安定化電源に $\pm 50 \mu\text{V}$ 程度の変動をもたらすことを意味するが、地震観測成分の回路雑音の評価の結果、この変動による影響は海底部装置に使用した増幅器の発生雑音と同程度か或はそれ以下であり、雑音設計にほとんど影響のないことが確認された。

一方、海底ケーブルを含む海底部装置は、海岸近くの数 km の区間を除く大部分が温度の安定した環境下に設置されているものと予想される。従って、接地抵抗の変化を除いては、印加電圧を変動させる要因はこの給電ルートには存在しないものと考えられる。ところが試験観測期間の給電電圧の監視記録に、 0.1 V 程度ではあるがかなり規則的な変動が発見された。

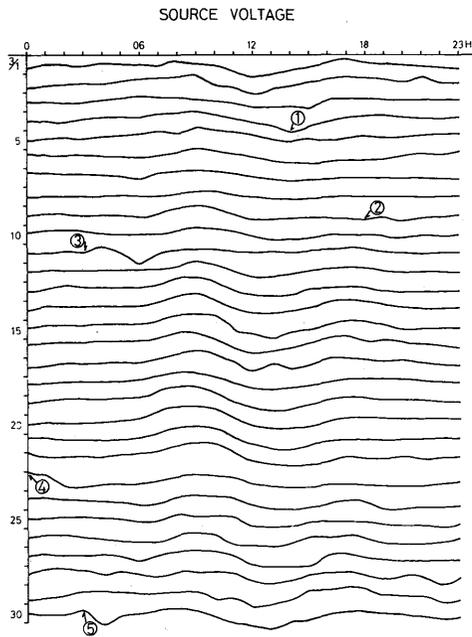


図 5.15 試験観測期間の任意の1ヶ月間の給電電圧変化の状況。図中に数字を記入した点は、それぞれ柿岡の地磁気観測所で検出した磁気嵐の発生時刻に対応する。

Fig. 5.15 Daily change of the supply voltage for one month. Marks in the figure correspond to the marks in the following figures, which show the onset time of the magnetic storms.

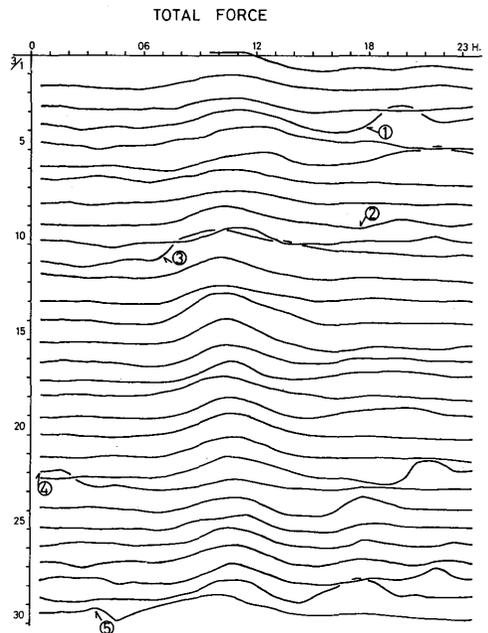


図 5.16 試験観測期間の任意の1ヶ月間柿岡で観測された地磁気全磁力の日変化の観測結果。図中に数字を記入した点は、磁気嵐の発生を示す。

Fig. 5.16 Daily change of the total force of terrestrial magnetism for one month.

図 5.15 ~ 5.17 に、給電電圧の変化の一例として、昭和54年3月のデータを柿岡における地磁気総磁力・地磁気偏角の観測結果と並べて示す。図 5.15 と図 5.17 には、毎日8時から10時にかけて給電電圧と偏角の観測量に極大が現れることが読み取れる。このデータを使用して自己相関係数を計算したところ、24時間の周期性がはっきりと検出された。図 5.18 にこの相関図を示す。

このことから、この変動の主要因が半日周期或はイレギュラーな変動を行う潮汐及び潮流によるものではないとは言える。

しかし、図 5.15 から気付くように、日周期の振幅はかなり不規則であり、この図からだけでは給電電圧の変化が地磁気の変化のみに対応しているとは断定できない。

しかしながらこの毎時のデータを1ヶ月間加算或は平均して24時間周期の成分を強調すると同時に、他の雑音成分を減殺すれば、図 5.19 のように地磁気の変化と給電電圧の変化は、微細まで一致していることがわかる。また、1ヶ月の毎時のデータの最大・最小値の分布状況も非常に酷似していることが見られる。このことから、給電電圧を変化させている主要因は地磁気の変化であることが想像できる。今後、こ

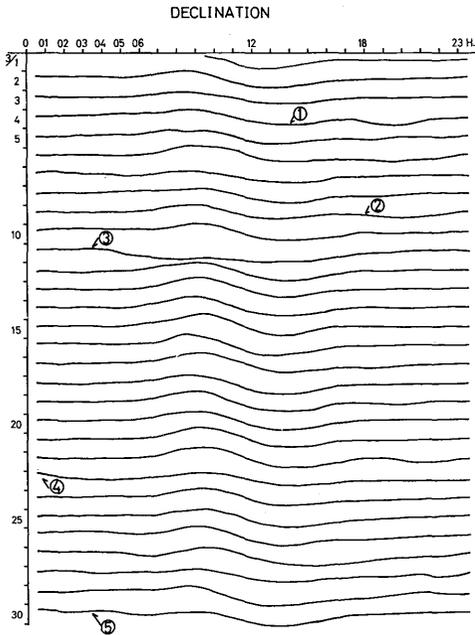


図 5.17 試験観測期間の任意の1ヶ月間柿岡で観測された地磁気偏角の日変化の観測結果。図中に数字を記入した点は、磁気嵐の発生を示す。

Fig. 5.17 Daily change of the declination of terrestrial magnetism for one month.

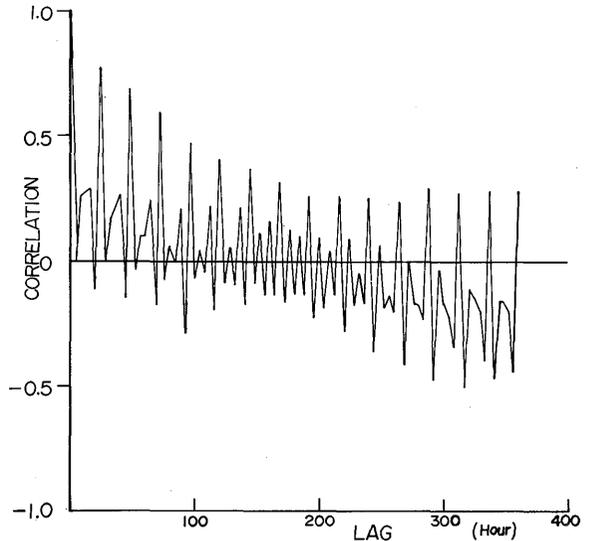


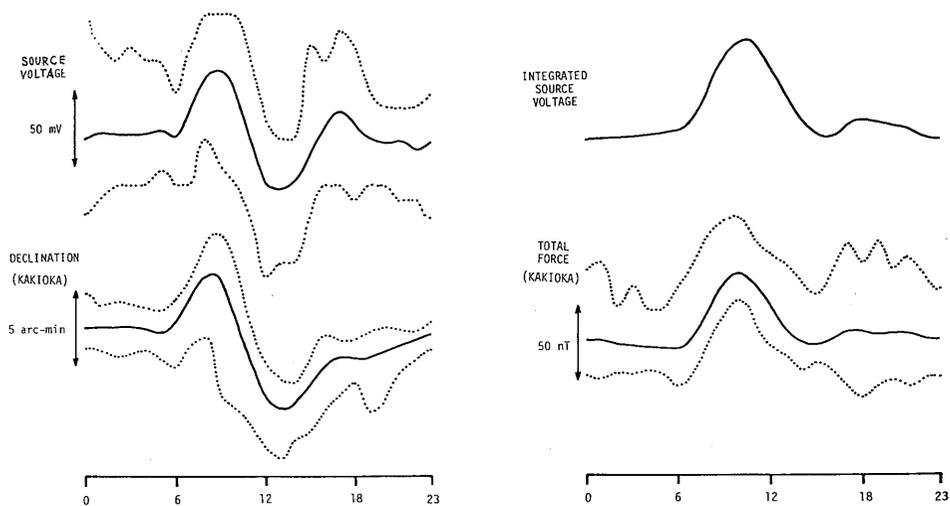
図 5.18 給電電圧変化のオートコリレーションの計算結果。図から24時間周期の現象のみに有意な相関を認めることができた。

Fig. 5.18 Auto-correlation analysis for the supply voltage change, in which no significant periodicity can be seen except the daily one.

の種の観測の補強を行って、この変動を含む給電電圧のそれぞれの変動が何にどう対応しているかを見極める必要がある。

ついで図 5.20 に、この監視記録に現れる短周期変動の観測例を示す。ここで、図 5.20 a は御前崎測候所で雷の発生が確認された時に得られた記録であるが、雷の影響がひげ状に見られる。ごく最近の研究によれば、海底中継器等長距離を隔てた2点にアースを設置するシステム(このシステムを含む)では、落雷に際して一方のアースの電位が瞬間的に上昇し、他方のアースに電流を流入させることによって装置が破壊すると思われる現象が発見されている。このことは、従来の誘導雷による被害防止とは異った対策を必要とすることを意味する。今後被害の有無にかかわらず、この記録を整理し、システム全体の雷被害防止策の研究の一環として調査を進めるべきであろう。

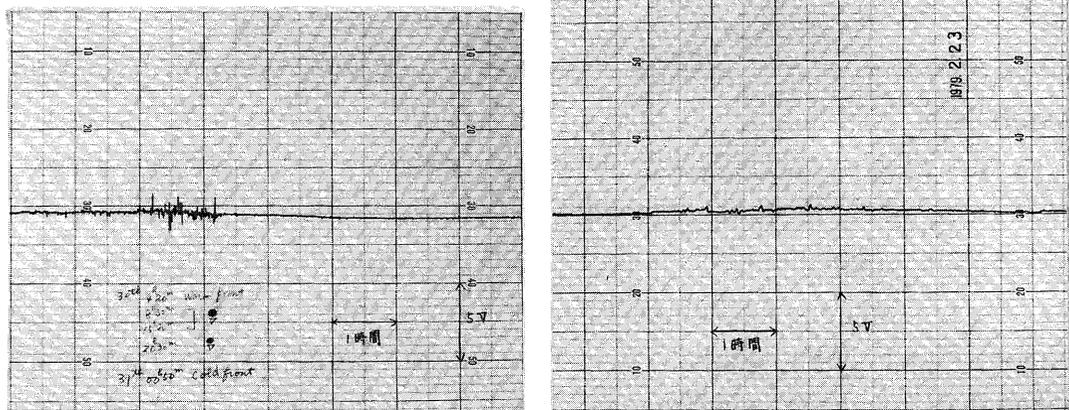
一方図 5.20 b は、月に1~2度の頻度で記録に見られる現象の一例である。まだ何を反映した変動なのかは見極められていない。しかし、この現象が記録された場合に、地震計記録には特別な異常は認められていない。従ってこの現象は、給電装置系の異常とは考えられない。このような理由から、今後資料の蓄積或は他の観測量との比較対象を積極的に進め、この変動が何を反映した現象なのかを見極めておけば、



Mar. 1~31, 1979 (JST)

図 5.19 毎時の観測値の1ヶ月平均値を使用した給電電圧及び地磁気の日変化パターンの比較図。この波形の類似から、給電電圧の変動の主要因が地磁気の変化にあることが確認された。なお、図中の破線は各時の最大・最小観測値を示し、給電電圧積分値は観測値の数値積分を示す。

Fig. 5.19 Comparison of the daily pattern of supply voltage change and that of terrestrial magnetism. Left part shows similarity with the averaged voltage change and the declination component, and the right part similarity with the integrated voltage change and the averaged total force. Dotted lines show maximum and minimum data at each hour in the month, in order to show the cause of the data fluctuation indirectly.



(a)

(b)

図 5.20 給電電圧の監視記録に出現した特異な現象の例。a 図で示す現象は雷の発生に関連して出現することが確認されているが、波形・波高等についての解析が残されている。b 図で示す現象は原因もまだ捉えられていない。

Fig. 5.20 Curious phenomena in the supply voltage change. Phenomena in Fig. a. can be observed to occur in connection with regional thunder, but those in Fig. b. cannot be explained at all.

この海域に発生する地震に先行して地磁気・地電流の異常あるいは給電電流経路の状態変化等が発生した場合に、それらを正確に解析することに役立てるであろう。

参 考 文 献

- 浅田 敏, 1971: 海底地震観測の問題点. うみ, 9, 35-45.
- 浅田 敏, 1974: 海底地震計と新しい地球物理学. 科学, 44, 278-285.
- Axe, G. A., 1968: The effect of the earth's magnetism on submarine cable. P. O. E. E. J., 51, 37-43.
- 市川政治, 1969: 気象庁地震観測網の震源決定精度・能力. 研究時報, 21, 279-308.
- Irish, J. P. and F. E. Snodgrass, 1972: Quartz crystal as multipurpose oceanographic sensors (1). Pressure Deep Sea Research, 19, 165-169.
- Karrer, H. E. and J. Leach, 1969: A quartz resonator pressure transducer P. I. E. C. I., 16, 44-50.
- 力武常次, 1972: 地球電磁気学. 岩波書店.
- 三東哲夫, 1960: 波浪はどこで脈動に変わるか?(1). 地震2, 13, 150-152.
- 三東哲夫, 1963: 波浪はどこで脈動に変わるか?(2) 地震2, 16, 165-180.
- Science Council of Japan, 1958: Report of microseisms and sea wave observation in Japan during the IGY. 1957/8, No. 1, No. 2.
- Shimamura, H. and T. Asada, 1975: T wave from deep sea earthquakes generated exactly at the bottom of deep-sea trenches. Earth and Planetary Science Letter, 27, 137-142.
- Snodgrass, F. E. et al., 1975: MODD, IGPP Measurement of bottom pressure and temperature. Journal of Physical Oceanography, 5, 63-74.
- Snodgrass, F. E. et al., 1975: MODD, Bottom experiment. Journal of physical Oceanography, 5, 75-85.
- Wadati, K. and W. Inoue, 1954: On the T-phase of seismic waves observed in Japan. Geophy. Mag., 25, 159-165.
- 行武 毅, 1976: 地震と地殻電気抵抗変化. 地震予知シンポジウム, 156-164.