

(24) 高密度アレー観測における地震波の二、三の解析

(株)熊谷組 原子力開発室 清水昭男 ○阿部健一 嶋田 剛
東北大学 工学部 柳沢栄司 東北工大 工学部 神山 眞

1. はじめに

筆者らは、宮城・福島県太平洋沿岸地区を対象として高密度アレー地震観測網（略称 KASSEM：カッセム）を設置し、昭和59年9月10日より予備観測を開始している¹⁾。この観測網は、アレー観測の形態をなし、センターアレーと強震アレーに分けられる。宮城県柴田町を中心として置かれたセンターアレーは、Local Laboratory Array²⁾の考え方を基に、速度型埋設地震計を中心として配置したものであり、さらにこれを補うために、宮城県から福島県にかけての太平洋沿岸地区に加速度型地震計を配置した強震アレーと合せてSimple Extended Array²⁾を構成している。（なお、本アレー観測網の全容は、土木学会第40回年次学術講演会にて発表予定である。）このうち本報告では、センターアレーを対象として、付近の地盤構造、観測システムの概要ならびに、観測地震波の解析例についてここに紹介する。

2. センターアレー付近の地盤構造

センターアレーの置かれている宮城県柴田町の地形状況は、図-1に示すとおりである。この地区は、阿武隈川に白石川が合流する地点であり、その周囲が丘陵地に囲まれ、白石川の南、阿武隈川の西側に、やや東に広がりのある三角形の形を呈した沖積平地である。地質調査ボーリング、地震計埋設用ボーリング等で明らかになった地盤構成を基にして求めた南北方向の断面は図-2のように推定される。この付近の地盤構造は、阿武隈花崗岩体が急激に深度を増していく部分にあたり、その上位に火山岩噴出物、凝灰角礫岩等より成る天明山火山岩類、新第三系中新世の堆積岩である槻木層が重なる。この槻木層は、周囲の丘陵地の主体を成す岩層であり、これが盆地状となっている部分に第四系の砂礫層、砂、シルト粘土の互層が水平成層に存在する。また花崗岩体の深度を東西方向にみれば、西側ではその深度が白石川を越えて徐々に浅くなり、東側では、その深度が変わらず、これが双葉構造線につらなる割山隆起体で不整合になっている。次に地盤の弾性波速度層構造は、センターアレーの中心位置におけるボーリング結果より図-3のようになる。速度層構造の大きな特徴は、第四系の地盤と新第三系以深の地盤とのインピーダンス比が大きなことや、天明山火山岩類中の溶岩層部分が、基盤である花崗岩と同程度の速度値となっていることである。

3. センターアレー地震観測システムの概要

センターアレーは、上述した花崗岩を基盤とする地盤中を伝播する地震波動の特性を主に把握するためのアレー観測網である。地震計は、図-4に示すように一辺約400mの正三角形を基本形とし、立体的に地盤中に配置されており、三角形の各頂点では、地表付近（GL-2.0m）と槻木層上面（GL-55.0~58.0m）に各々2点、またその図心位置では、表面からGL-401mの花崗岩層中まで6点の合計12点に三成分（NS、EW、UD）埋設用速度型地震計が置かれている。さらにその図心位置では、槻木層上面と花崗岩層中の2点に三成分埋設用加速度型地震計が、速度型地震計に併設されている。速度型地震計は、たすきがけ連成振子を用いたものであり、加速度型地震計は、ムービングコイル型の振子を用いている。両地震計とも理論上の振幅、位相特性は、同一であり、いずれも減衰定数 $h=100$ であるが、固有振動数 w は、加速度計の場合5 Hz速度計の場合4 Hzとなっている。地震計で感知した信号は、地表4ヶ所（三角形の各頂点と図心位置）に設置されたマンホール内のA/D変換器を通過して、空中布設ケーブルで観測小屋内の信号受信部及び収録部へデジタル伝送される。観測システムにおいて、A/D変換は、200Hz同時サンプリングで16ビット方式を採用し、記録は絶対時刻表示で48ch同時収録される。

4. 地盤の増幅特性及び分散特性

付近の地盤構造をセンターアレー中心位置における図-3に示す速度構造を持つ水平成層地盤であると仮

定したとき、重複反射理論により得られる花崗岩地盤に対する地表面の増幅特性は、図-5に示すようになる。同じ地盤構造に対するLove波、Reyleigh波の位相速度、群速度の分散曲線は、図-6, 7に示される。分散曲線の算出はHaskellのマトリックス法³⁾によったもので、4次の高次モードまで求めた結果である。重複反射より求めた1次の固有周期は、1.13秒であり、これに対してLove波、Reyleigh波の1次モードの群速度が極少となる周期は、いずれも0.93秒である。これは、Love波、Reyleigh波の方が、第四系の表層(砂、粘土シルト互層)の影響を強く反映したものといえる。

5. 地震波の解析結果

観測システムの最終調整段階の昭和60年4月11日に収録できたシステム起動時刻午前1時28分34秒の地震動について地盤構造との関連性という視点から二、三の解析を試みた。地震の諸元は、マグニチュードM=6.7 震央位置E30°03' N139°14' 震源深さ400kmである。得られた地盤各深度の最大速度値の分布は、図-8のようになり水平振幅値は、地表で0.8~0.9kine、榎木層中で0.2~0.3kine、花崗岩層中で0.1kine、鉛直振幅値は、表層土質地盤で水平動の1/3程度、砂礫及び各種岩盤層で1/2程度となっている。記録された時系列波形の一例を示すと図-9のようになり、収録時間は、259秒間であった。

これらの観測波を震源L方向と震源直角T方向に変換し、主要動部分86~126秒の区間について非定常スペクトル解析⁴⁾を実施した。解析結果を要約すると①震源L方向の波では卓越する周期範囲は0.4~1.5秒の間に分布し、そのうち地表面の波については0.6, 0.9, 1.1秒付近にピークがみられる。②震源直角T方向では卓越する周期範囲は、0.5~1.0秒の間に分布し、地表面でのピークは0.6, 0.9秒付近にみられる。③震源直角T方向に比較して震源L方向には、明瞭な分散傾向が見られる。以上が非定常スペクトルの全体的な傾向であり、この中で震源直角T方向に出現している0.6秒前後の卓越したピーク値については、重複反射理論により得られる卓越周期とは一致せず、またLove波分散曲線との関連性も少ないと考えられる。従って、今回はより分散性の明瞭な震源L方向の波に焦点をあてて解析を行ったものである。震源方向について地表面と榎木層上面での解析は、図-10, 図-11に示すとおりであり、両者を比較するとスペクトルがピークを与える周期は、同一傾向であるが、特に0.9秒付近のスペクトル値が顕著に増幅しているのが分かる。図-10にはスペクトル値の極大値をプロットしてあるが、これらを連続的に連ねて見ると、1.1秒から0.9秒、0.6秒へのラインはRayleigh波の群速度分散曲線の1次モードの曲線形状に類似した傾向となっている。表面波の励起される原点を周辺榎木層の丘陵地と仮定すると、観測地点から丘陵地となる部分までの距離は1.5~2kmであり、この距離を用いると、分散曲線より得られる群速度から極大値間の時間差を説明することができる。さらに地震動の主要部分を構成している0.6秒、0.9秒、1.1秒付近の波に着目し、それらの周期をシステム関数の中心周期と設定し、その関数を通過したそれぞれの時系列波形の震源方向-震源直角方向、震源方向-上下方向の粒子軌跡を求めると、極大値の前後3秒区間では明瞭にRayleigh波的な傾向を示している。図-12には、システム関数を通過した分離波形とその粒子軌跡を示す。また中心周期0.9秒としたシステム関数で分離した波形について、榎木層上面と地表面の間で相互相関関数を計算した結果では、両者に時間差は見られない。なお主要動初期部分88~89秒区間付近で、周期0.6秒前後、および周期1.1~1.5秒の間で見られる分散傾向については、さらに検討の余地がある。

6. おわりに

本報告では、観測システムの最終調整段階で観測された地震波の予備的な解析の一環として非定常スペクトルを中心とした解析について紹介したものである。そのなかで分散傾向のみられる震源方向の波に焦点を合せて検討した結果、今回の観測波は地盤構造を反映したRayleigh波的傾向の強い地震動と推定される。今後より多くの記録を集積するとともに立体観測の特質を生かしより詳細な検討を行なっていく予定である。

参考文献：1) 熊谷技報36号 2) Wilfred, D. Iman; Earth. eng. Struct. dyn. Vol. 7 1979 3) Haskell, N. A.; Bull. Seis. Soc. Am, Vol 43, No, 1953 4) 神山真; 土木学会論文報告集, 284号, 1979

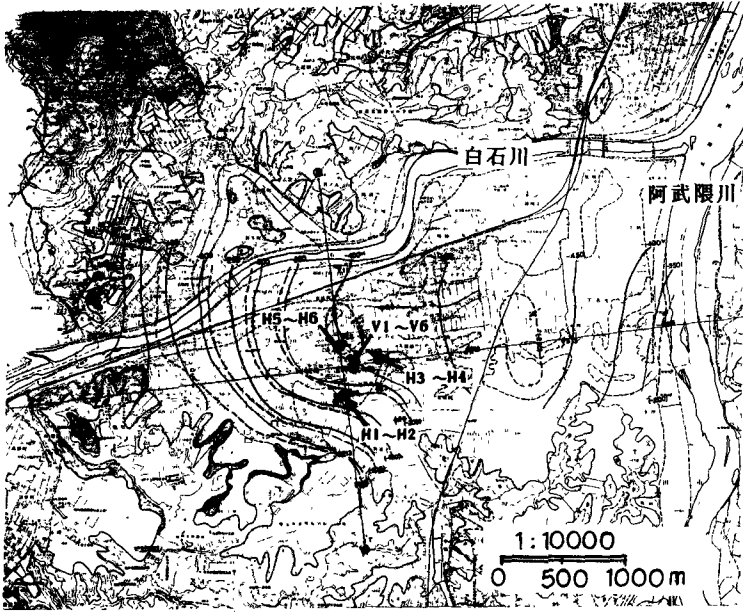


図-1 センターアレー付近平面図

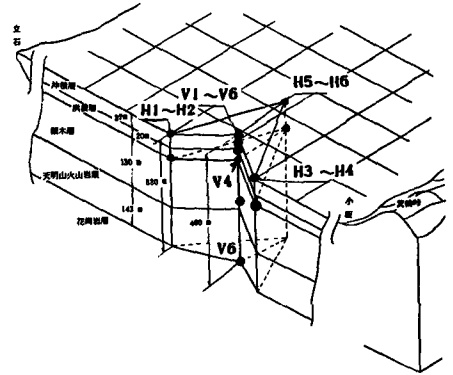


図-4 センターアレー地震計配置図

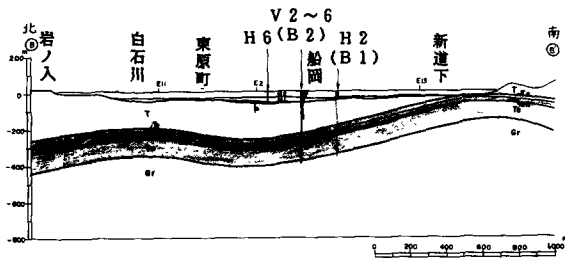


図-2 地震断面概要 (B-B断面)

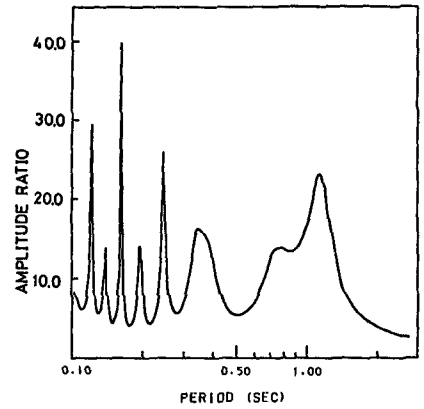


図-5 SH波による増幅特性

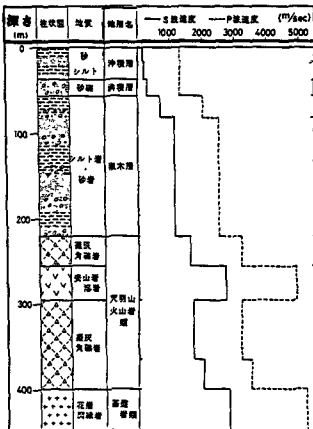


図-3 弾性波速度層構造

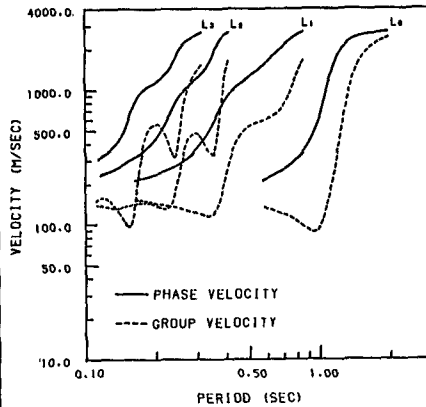


図-6 Love波分散曲線

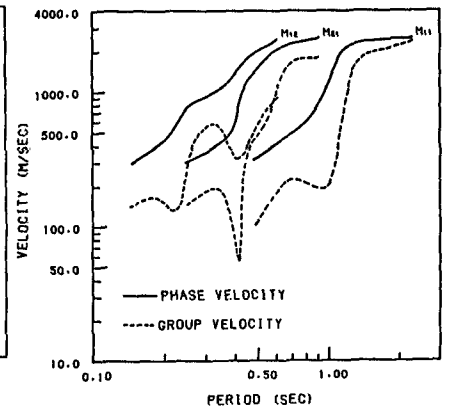


図-7 Rayleigh波分散曲線

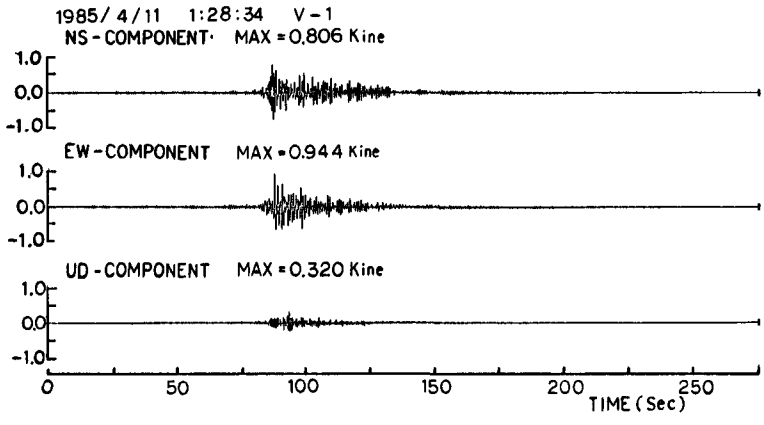


図-9 観測記録波の一例

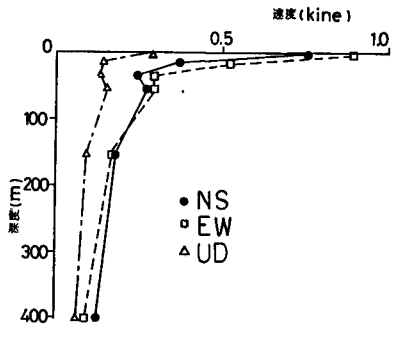


図-8 最大速度値分布

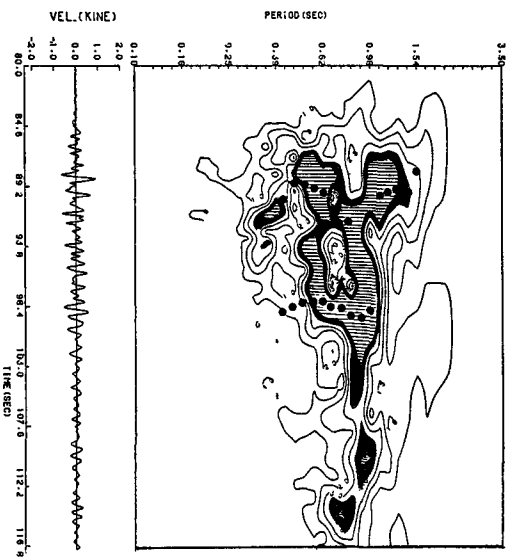


図-10 L方向非正常スペクトル(地表面)

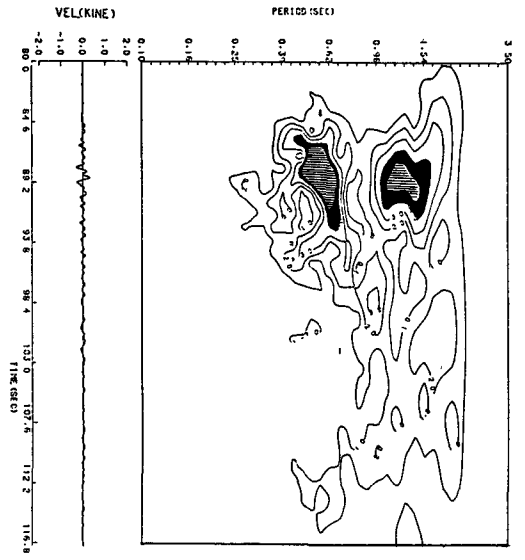


図-11 L方向非正常スペクトル(楓木層表面)

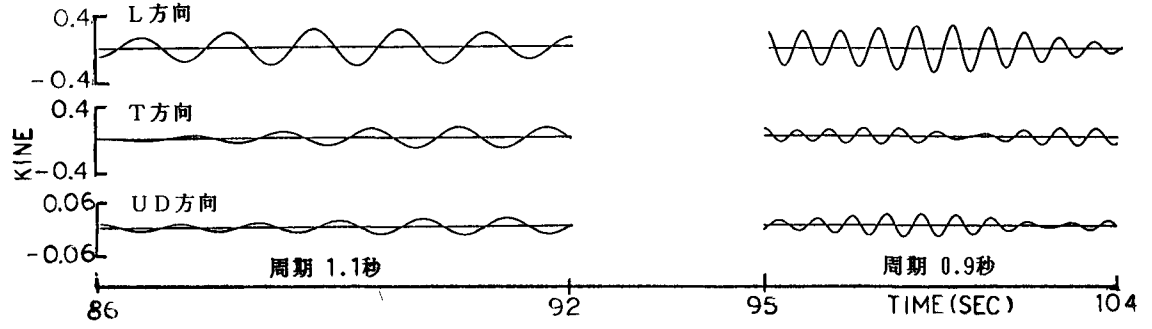


図-12 非正常スペクトルからの分離波形と粒子軌跡