

岩地盤で実測された地震波動の深さ方向の性質について

東京大学生産技術研究所 正員 田村重四郎
 東京大学大学院 学生員 川上英二

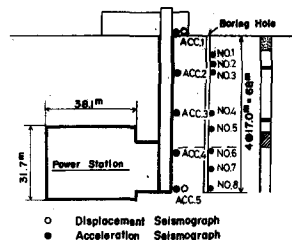
1. まえがき

多くの大地震後の震害調査の結果から、また地震動の観測記録から、軟地盤・硬地盤等の地盤の性質によって地震動が異なる事が指摘されている。岩地盤での地震動の卓越周期は一般に沖積地盤に比べて短かく、変位は小さいと言われている。この様な岩地盤の地震動の特性を明らかにする事は構造物の耐震設計を行なう場合重要である。また一点における観測でなく深さ方向へのまは広がり方向への多点での観測により、地盤中に作られた構造物の各部に働く地震外力を知る事ができ、また地盤毎に振動特性や波動の伝播の様子が異なる事がわかれば、地震動の地盤による違いが説明できる。本研究は岩地盤における地震動の主に深さ方向の性質について明らかにしようと試みたものである。

2. 観測地点の地盤状況および測定計器

著者らは昭和38年より東京電力K.K.鬼怒川自動制御所の地下発電所に通じる堅坑およびこれより約15m離れたボーリング孔で地震動を観測している。深さ67.2mの堅坑には約17mおきに固有振動数3Hzの動線輪型加速度計(総合特性で増幅率は25Hzまでほぼ一定)が据えつけてあり、また、地表と地下67.2mには固有周期1秒の変位計が据えつけてある。ボーリング孔には総合特性として約15Hzまで増幅率が一定の歪計型の加速度計が地下67.2mまでに8個埋設されている。加速度計・変位計の測定方向はすべて東西方向のみである。計器の配置を図-1に示す。

図-1 計器の配置図

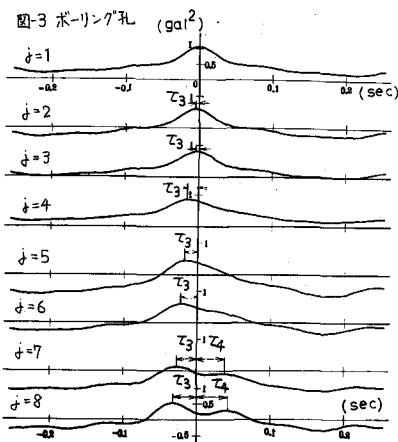


観測地点の地盤はボーリング孔では地下8mまでは表土(河床堆積物)であり、8m以深は粗粒緑色凝灰岩を主とした才3紀層でほぼ均質であるが、所々に薄い(20~30cm)凝灰岩の風化した粘土層が挟在している。堅坑では、河床堆積物は薄く、深さ0.5mですべてに節理のある石英粗面岩である。

3. 地震波の伝播状況

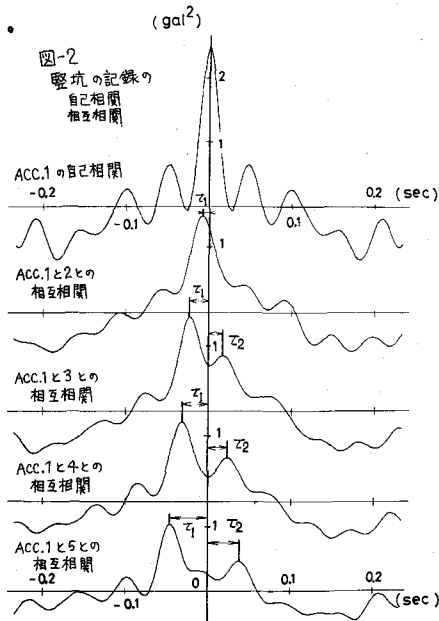
3.1 伝播速度¹⁾

観測した地震記録の多くは深さ方向に波形の対応がつか、地下から地表に近づく程、波のピークが遅れている。地震の主要部4~5秒の記録を約0.004秒の間隔で鏡取り、堅坑での地表の記録(ACC.1)の自己相関、地表の記録(ACC.1)と地中の記録(ACC.2~5)との相互相関



$$E[ACC.1(t) \times ACC.i(t+\tau)] \quad (i=1, 2, 3, 4, 5)$$

を求めた。また、ボーリング孔での地下9mの記録(NO.1)の自己相関、NO.1とNO.2~8の記録の相互相関



$$E \{ NO.1(t) \times NO.j(t+\tau) \}$$

$$(j = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8)$$

を求めた。その1例として昭和46年6月13日13時7分の茨城沖地震(マグニチュード5.3, 震源深さ40km, 震央距離約130km, 地表(ACC.1)の最大加速度5.4 gal)を図-2, 図-3に示す。

自己相関では時間差 $\tau=0$ で大きな山が1個できるのに対し、相互相関では τ の正負ほぼ等しい時間差の所に2つの山がほとんどの地震でみられ、 $\tau < 0$ の山は $\tau > 0$ の山より一般に大きい。

2つの山の τ を竪坑では τ_1, τ_2 とおき、ボーリング孔では τ_3, τ_4 とおき、測点の深さに対してプロットしたのが図-4である。 $\tau_1, \tau_2, \tau_3, \tau_4$ は深さ方向にはほぼ等しい傾きで直線的に変化している。また、この傾きは測点の深さに対する波のピークの遅れのグラフの傾きと似ている。これは地下深くから地表方向へ入射して、地表近くで反射して再び地下深くに向かう波の存在を仮定すれば説明できる。 τ_1, τ_3 の山が地下から地表への入射波であり、 τ_2, τ_4 の山が地表から地下への反射波である。また図-4のグラフの傾きが、その深さでの鉛直方向の波速である。

3.2 伝播方向

地表と地中の記録との相互相関を多くの地震について求め、震源と観測点との位置関係を

$$\cos \theta = (\text{震源深さ}) / (\text{震源距離})$$

で表わし、その相互相関の形への影響を調べた。上述した相互相関のうち特にACC.1とACC.5, NO.1とNO.8との相互相関の山の τ の値を $\tau_1^*, \tau_2^*, \tau_3^*, \tau_4^*$ と*をつけて表わし、それと $\cos \theta$ との関係を求めたものを図-5に示す。平面波が震源方向から直線的に来るならば図-5は原点を通る直線となるはずだが、 $\tau_1^* \sim \tau_4^*$ の値はほとんど $\cos \theta$ には無関係でそれぞれ一定値と見た方がよい。加速度計間の位相特性の差を除去するため、相互相関の2つの山の間の時間差 $|\tau_1^*| + |\tau_2^*|, |\tau_3^*| + |\tau_4^*|$ を $\cos \theta$ に対してプロットしたのが図-6である。0.08秒を中心として、ばらつきの小さい一定値が得られている。この値は、入射波が地下67mを上方に向かって通過した後、地表付近で反射して再び地下67mを下方に向かって通過するまでの時間

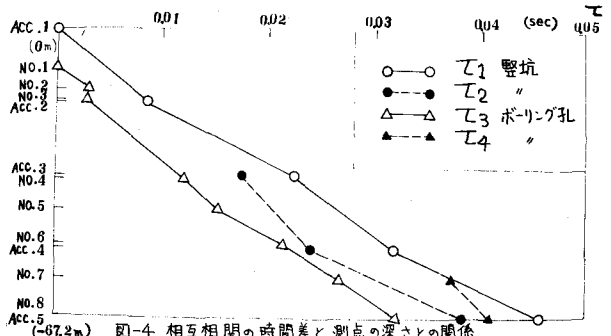


図-4 相互相関の時間差と測点の深さとの関係

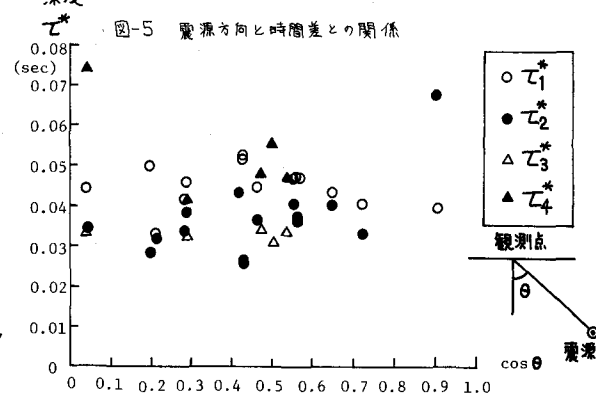


図-5 震源方向と時間差との関係

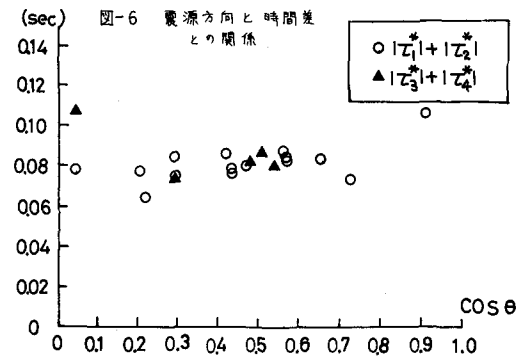


図-6 震源方向と時間差との関係

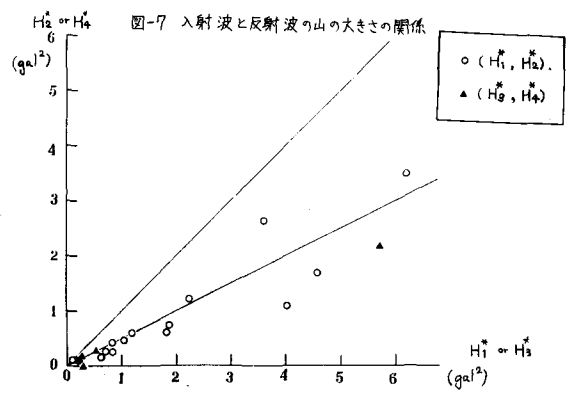


図-7 入射波と反射波の山の大きさの関係

を表わすと考えられる。

相互相関の山の位置が震源と観測点との位置関係により変化しないことから、地震波は震源の位置に無関係に下方一方向より来る事がわかる。また地下67.2mまでの鉛直方向の平均波速は1.5~1.9 km/secである。

ACC.1とACC.5(竪坑)、NO.1とNO.8(ボーリング孔)の相互相関において入射波の山の高さを H_1^* (竪坑)、 H_3^* (ボーリング孔)とし、反射波の山の高さを H_2^* (竪坑)、 H_4^* (ボーリング孔)とした時、 H_1^* と H_2^* 、 H_3^* と H_4^* の関係を求めたものが図-7である。反射波の入射波の山の大きさに対する比は約0.5であり、反射波の振幅は入射波の振幅の約半分である。またその比を $\cos\theta$ に対してプロットしたのが図-8であり、震源と観測点の位置関係のその比への影響が認められない。

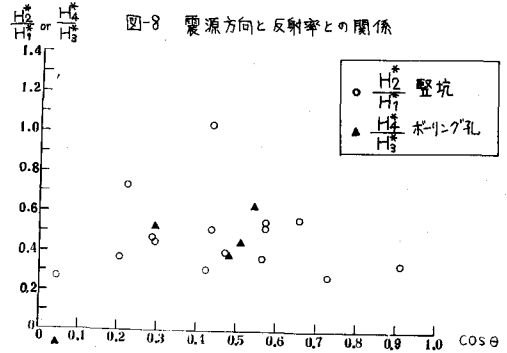


図-8 震源方向と反射率との関係

地殻の構造から剪断波の伝播方向を推定してみた。地殻モデル²⁾の表面に剪断波速度1.5 km/secの層を上乗せし、震源から出た剪断波の屈折の様子を図-9に示してある。震源深さが20 km以上の地震では地表への入射角は24°以下となり、ほぼ鉛直下より地震波が来るとの考えは妥当である。

ボーリング孔で連続的に得られたコアは、一部の風化層を除きほぼ一様である。多くのコアについて超音波試験をおこなった結果、疎密波の伝播速度は2.9~3.6 km/sec³⁾

である事がわかっていて、通常剪断波の波速は疎密波の波速の0.58倍と言われているので、それを使って剪断波速を求めると1.7~2.1 km/secとなり、相互相関から求めた値1.5~1.9 km/secより少し大きめであるが比較的良好に一致している。

4. モード図

同じ地震でも測点の深さによってスペクトルの形が異なる。竪坑の9つの地震、ボーリング孔の5つの地震について1 Hzから25 Hzまで1 Hz毎にモード図を求めた。

図-10に1 Hz~3 Hzのモード図を示す。1~5 Hzの低振動数では地震によってモード図は『中ぶくれ』と『地表に近づく程わずかに大きい』との2種類に分かれる。地震をこの2つのグループに分け、別々に平均して、2種類の振動数毎の平均モードを求めた。図-11が『地表に近づく程わずかに大きい』グループに属する地震の平均モード図である。地表の振幅スペクトルは地下67.2 mの0.8~2倍であり、振動数により変化する。また極値が地中或深さに認められ、その深さは振動数により変わる。1~5 Hzでは『地

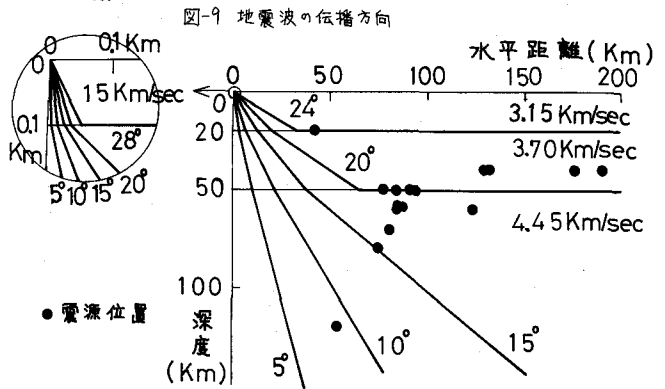


図-9 地震波の伝播方向

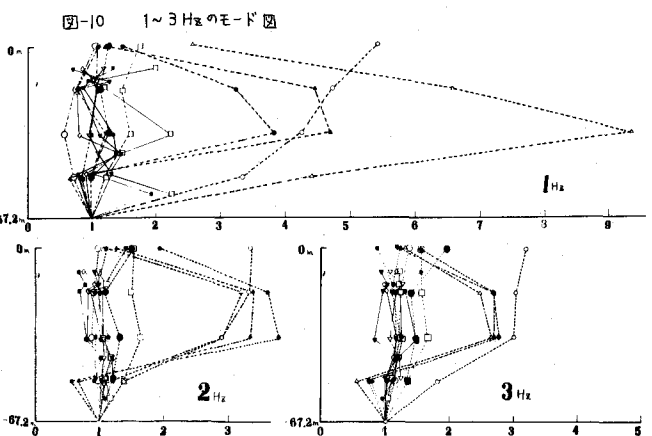


図-10 1~3 Hzのモード図

表に近づく程わずかに大きい「モード」であり、6~10 Hzでは「地表程大きい」モードとなり、極小値は振動数が大きくなる程上昇し、12~16 Hzでは「く」の字型、17~20 Hzでは「S」字型となる。地表は振動数によらず極大値であり、振動数が大きくなる程、極小値、極大値、極小値が順次最深点に現われ上昇する。この極値間の長さは先程の波速から丁度波長の $\frac{1}{4}$ となっている。このモードは地下から地表への入射波と、減衰した地表から地下への反射波の加わったものとして説明できる。

「中ぶくれ」のモードを示す地震のグループの平均モード図を図-12に示す。1~5 Hzの低振動数を除いて、「地表ほど大きい」、「く」の字型、「S」字型、「ACC.2で著しく小さい」となり、オ1のグループ(図-11)と非常によく似ている。

「中ぶくれ」のモードを示す地震のうち、低振動数の特に卓越した新潟地震では相互相関の形は図-13のように異なっている。ACC.1とACC.2,3との相互相関は他の地震の場合と大きく異なっている。しかし、地下深部(ACC.4,5)では、入射波と反射波の山は認められ、「中ぶくれ」のモードを示す地震では極く地表に近い部分に入射波と反射波の他に低振動数の別の振動が存在している事がわかる。

5. まとめ

岩盤地帯で得られた地震記録について測点の深さによる地震波形の位相の違いを直接波形より調べると共に相互相関を算定し、また周波数別にモード図を求め検討した。その結果、岩地盤においても、沖積地盤におけるように、地震の主要動で地下深部から地表に向かって進み、地表で反射して再び地下深部へと進む波が震源位置に無関係に存在する事、また反射波は入射波の振幅の約半分となっている事が認められた。地震波の進行方向は震源の位置とは無関係にはば下方一方向である。また振動数毎に求めたモードの形は1~4 Hzで見られた「中ぶくれ」のモードを除いては簡単に入射波と反射波だけで大体説明できる事がわかった。

- 参考文献 1) 岩地盤における地震動の深さ方向の性質について, 田村・川上・加藤, 第30回年次学術講演概要集, 1975
 2) The Relation between the Amplitude and the Period of Earthquake Motion, 金井・長田・吉沢, 震研彙報, Vol.31, 1952
 3) 岩盤地帯における地震観察, 岡本・田村・加藤・藤原・水越, 第2回岩の力学国内シンポジウム講演集, 1967.11

