

傾斜構造を有する地盤の震動特性

入 倉 孝 次 郎

AMPLIFICATION CHARACTERISTICS OF EARTHQUAKE MOTIONS AT THE GROUND WITH DIPPING LAYERS

By *Kojiro* IRIKURA

Synopsis

Earthquake motions were observed at a rock site and a ground site in the eastern part of Kyoto basin. Soil deposits above the base rock dip from east to west.

Amplification characteristics estimated through comparison of spectra of *S* waves' part of the ground motions with those of the rock motions are different depending on the directions of seismic arrivals.

A ray procedure for the calculation of the response of ground layers of a plane *SH* wave incident at the dipping base are introduced. The variation of peak frequencies in amplification factors with the direction of seismic arrivals is found to be caused by the ground structure with dipping deposits from comparison between the calculated values and the observed ones.

1. は じ め に

沖積層や洪積層等の末団結堆積層からなる地盤では、地震波が地表面近傍で急激に増巾されることはよく知られている。これらの地盤で得られる地震波の主要動部の震動特性は、軟弱な表層内での *SH* 波の重複反射により決定されることは、実験のおよび理論的にも多くの研究者により解明されてきた¹⁾。これらの一連の地盤の震動特性の研究は、地盤構造が水平方向に一樣であるという仮定の下になされてきた。しかしながら沖積平野の周辺部や海岸の埋立地などにみられる水平方向に変化する構造を有する地盤での震動効果については、観測報告も少なく、理論的検討も未だ十分にはなされていない。

近年堆積平野周辺の丘陵部における大規模な宅地開発、海岸埋立地での工場建設など、水平方向にも *irregular* な構造を有する地盤における構造物の建設が盛んに行なわれている。これらの地域における建築群や長大構造物の耐震設計を行なうには、単に点における震動特性ではなく、地盤震動の空間的変化の検討が必要とされている。これらのことは、地震工学上の問題として、水平方向に一樣性の仮定の困難な複雑な構造を有する地盤での震動特性についての研究の発展が極めて重要になっていることを示している。

水平方向に変化する構造の中で最も単純なモデルは *half space* 上の 1 層からなる傾斜層である。地殻やマンツルの構造の研究を目的として、*Ishi and Ellis (1970)^{2),3)}* は傾斜層の底面へ入射する平面 *SH* および *P* 波に対する重複反射の解の計算法を確立した。*Rogers and Kisslinger (1972)⁴⁾* は同様の方法により *P* 波入射に対する傾斜層による伝達関数を導くと共にモデル実験の結果と理論計算の結果を比較し、計算方法の有効性を確かめた。彼等はさらに観測データの解析を行ない、モホ面の傾斜角の推定を試みている。1 層からなる傾斜層での震動効果の理論的推定法としての *ray theory* を用いた計算法の有効性については、*個 (1972)⁵⁾* によっても傾斜層への平面 *P* 波入射のモデル実験により、大きい傾斜角 (彼のモデルで 30°) に対しても適用可能なことが示されている。

地震工学で問題となる沖積層や洪積層からなる地盤は一般に複雑な構造を有しており、地殻の場合の様に

単純なモデル化による計算の有効性は改めて検討を必要とする。地震工学への応用を目的として基盤の形状による表層地盤の震動に及ぼす影響についての研究は島山(1966)⁹⁾、瀬野(1969)⁷⁾等によりなされている。島山は沖積地の周辺部の地盤を傾斜面で truncate された1層構造にモデル化し、階差方程式を用いて、基盤からSV波入射の場合の表層内の震動分布の計算を行なった。瀬野(1969)は傾斜基盤を有する堆積層モデルについて ray tracing の手法により鉛直下方からのSV波の入射に対する重複反射波を計算し、地表面でのレスポンスを求めている。彼等はこれらの近似計算により基盤の形状を考慮した時と水平構造を仮定した時の震動特性の違いを指摘しているが、計算結果の精度がどの程度か判断することが難しく、また地盤構造のモデル化の有効性についての検定がなされていない。これらの研究を進展させていくには、傾斜構造を有すると推定されている地盤について傾斜層による震動効果を、実際の地震波観測データを用いて量的に推定する観測方法と解析方法を検討すると同時に、理論的計算方法を確立することが必要とされる。しかしながらこの問題に関して観測に基づく研究は殆ど報告されていない。このことは1つは地盤での地震動は複雑な波形をしており、たとえ多地点で同時観測しても観測点間の同一 phase の対応が困難であるなど、地盤構造による伝達関数の deterministic な推定が容易ではないことにある。さらに地盤の速度構造、特にS波速度の決定が困難なため、地震動特性と地盤構造の関係を量的な議論ができない等の問題がある。

今回我々が地震波観測を行なった京都盆地の東の山際に位置する京大宇治構内周辺地域は、地盤構造と地震動特性の関係を議論する上で有利な条件を有している。この地域では沖積層および洪積層からなる未固結な堆積層下の古生層の基盤岩の形状が東の山側から西の盆地中央部へかけて傾斜していることが爆破探査より推定されている⁹⁾。未固結な堆積層の地盤上の観測点では地表面近傍の地盤構造がボーリング孔を利用したP波やS波の検層により求められており⁹⁾、その周辺の地盤についても水戸資料により堆積層の層状が調べられているなど、地盤構造に関して比較的情報が多く得られている¹⁰⁾。この地盤上の観測点から東方約2kmの山腹では古生層の岩盤の露頭がみられ、基盤岩上と未固結な堆積地盤(以下地盤と呼ぶ)上の同時比較観測が比較的容易にできる。

ここでの地盤および岩盤上の地震波観測の結果の1部はIrikura and Akamatsu(1974)¹¹⁾により既に報告されている。そこでは地盤および岩盤での地震動スペクトルの比較から推定される地盤構造による増巾特性が地震波の到来方向により変化しており、傾斜層による effect の考慮が必要であることが指摘されている。

この論文では傾斜構造によるS波の増巾度特性を観測により推定すると共に、ここでの地盤構造にも応用可能な理論的計算方法を導くことを目的としている。はじめに地盤と岩盤でのS波震動の比較から地盤構造による増巾度特性の精度よい決定のためのデータ処理方法が検討される。ここでの地盤構造によるS波の震動特性の理論的推定の方法として、平面SH波の入射に対する傾斜層での seismic effect が ray theory を用いた近似法による計算され、観測値との比較がなされる。

傾斜層での重複反射の解は、2次元モデルで1層の場合について、先に述べたIshi and Ellis(1970)⁸⁾によって求められている。しかし、その方法は2層以上の場合に適用は困難である。ここで導かれた ray procedure では、傾斜層へのSH波が入射した時、層境界や地表面での反射・屈折によって生じる ray の走時と振幅が系統的に計算され、合成される¹²⁾。このようにして得られた time domain での response を frequency domain に変換することによって、傾斜構造による地震波のスペクトル特性が得られる。この方法では、傾斜構造を有する2層以上の地盤モデルの場合についても、増巾度特性の数値計算が可能であり、実際の地盤構造モデルへの応用範囲が広いという利点がある。

2. 観測点と観測方法

地震波観測が行なわれたのは京都盆地南東部の山際に位置する京都大学宇治構内の地盤上と、東方約2kmの山腹の岩盤露頭上である。ここでは沖積層および洪積層からなる未固結な堆積層を地盤と呼び、古生層からなる堆積層を岩盤と呼ぶ。地盤上の観測点が Fig. 1 に C_0 で示され、岩盤上の観測点が O_1 で示される。この地域の山塊は南北方向に連なっている。爆破による屈折法探査が O_1 と C_0 点を結ぶほぼ東西方向の

測線でなされ、Fig. 1 の下図に示されるP波の速度構造が求められている⁷⁾。基盤岩までの深さは地盤上の観測点C₀点附近で約370mで、それより西方約4.3km附近にある最深地点で約700mとなっている。C₀地点ではボーリング孔を利用した速度検層が行なわれ、P波とS波の速度構造が40mの深さまで詳細に求められている⁸⁾。それによると地層は薄い(3~6m)粘土層と比較的厚い(約12m)砂混じり砂礫層の互層となっており、前者はP波速度1.6~1.7km/secで、S波速度0.32~0.46km/secであるのに対し、後者はP波速度2.1~2.2km/secで、S波速度0.44~0.58km/secとなっている。

この地域一帯の地質構造について、基盤岩は古生層または花崗岩からなり、その上に大阪層群を主体とする洪積層が厚くのり、沖積層は極く薄いと報告されている¹⁰⁾。

地震波観測は固有周期1秒の速度計($h=0.64, 3.0\text{volt/kine}$)、直流増巾器(増巾度は岩盤上O₁点で50倍、C₀点20倍)、磁気ドラムによる遅延装置(遅延時間30sec)およびアナログデータレコーダ(4チャンネル2台)からなる自動記録装置によりなされた。データレコーダに収録された地震波記録は10Hzのlow pass filterを通した後、AD変換器で50Hzのサンプリングでデジタル量に変換された。観測システムの詳細および計器特性はIrikura and Akamatsu (1974)¹¹⁾により報告されている。

3. 地盤および岩盤で観測される地震動の比較

地盤および岩盤で観測される地震動のP波部分のvertical成分のフーリエスペクトルを $u^{P,V}(f)$ 、 $u_0^{P,V}(f)$ とし、S波部分のtransverse成分を $u^{S,T}(f)$ 、 $u_0^{S,T}(f)$ とする。2地点の同時観測データを用いて、P波のスペクトル比、 $a^{P,V}(f)=u^{P,V}(f)/u_0^{P,V}(f)$ 、およびS波のスペクトル比、 $a^{S,T}(f)=u^{S,T}(f)/u_0^{S,T}(f)$ を求める。岩盤で得られる地震動が地盤下の基盤岩から入射する地震動に、地表面効果を除いて、近似的に等しいと仮定しうるならば、地盤構造によるP波やS波の増巾度特性は $2 \cdot a^{P,V}$ および $2 \cdot a^{S,T}(f)$ で近似的に求められる。

ここでの地盤および岩盤のP波やS波のスペクトル比、 $a^{P,V}(f)$ および $a^{S,T}(f)$ のピーク周波数と振巾値が震央方向に依存して変化する傾向があることは既に報告されている¹¹⁾。すなわち、P波のスペクトル比、 $a^{P,V}(f)$ のピーク周波数は、西側からの地震波の場合、1.5Hzであり、その振巾値は2~2.5であるのに対し、東側の地震波の場合、ピーク周波数は2.5~3Hzと高周波数になり、その振巾値は3~8と大きくなっている。S波のスペクトル比、 $a^{S,T}(f)$ のピーク周波数は、西側からの波では、1~1.5Hz、その振巾値は約3であり、東側からの波では、ピーク周波数は1.3~2.8Hz、その振巾値は2.5~8になっている。 $a^{S,T}(f)$ のピーク周波数と振巾値は地震波毎に大きなバラツキを示し、震央方向による系統的な変化の傾向は $a^{P,V}(f)$ ほど顕著ではない。またそのピーク周波数は、表層、地表から基盤岩までのsoil depositsが水平構造からなると仮定した時推定されるSH波の重複反射による増巾度特性の卓越周波数と一致していない。

その原因の1つは解析に用いられたデータがマグニチュード2.5~4の小さな地震のものが殆どであったため、表層構造によるfundamental modeの卓越周波数に比して高い周波数域しか議論できていないことにある。そこで今回は前述の論文では十分議論のできなかった0.5~1.5Hzの低周波数域のS波のスペクトル特性について検討するために、規模がやや大きく、震央距離もやや遠い(4.6>M>3.5, 24sec>t_{S-P}>13sec)地震波の解析を行なう。

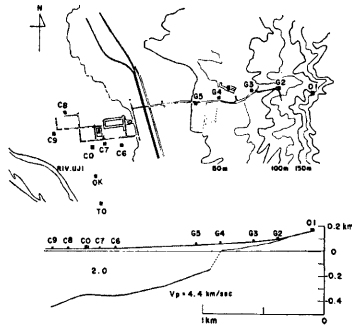


Fig. 1. Locations of observational points and vertical profile along O₁-C₀ line.

地盤と岩盤の地震動データの比較より、地盤構造による S 波の増巾度特性の精度よい決定のためには次の問題点の考慮が必要である。 S 波には SH 波と SV 波の2つの type 波が含まれ、それぞれの波の地盤構造による効果は一般に異なる。2地点間の距離(約2km)および解析される地震波の波長(0.5~1.6km)は震央距離(100~200km)に比し十分小さく、2地点間の伝達関数を求める際、地震波を平面波で近似してもよいと考えられる。従って地震波の伝播方向を知ることができるならば、2地点での S 波部分の震動について、 SH 波と SV 波を分離し、対応することは可能である。

しかしながら、地盤での地震動は複雑な表層構造の影響により、複雑な波形となっており、 P 波部分の particle motions は必ずしも震央方向からの伝播波としての性質を示していない。ここで解析に用いられる浅い震源のやや遠い地震波の場合、 P 波や S 波部分に種々の phase が含まれ、その particle motions は特に複雑になっている。

そこではじめに、 P 波や S 波が比較的単純で孤立した phase として得られる深発地震波を用いて、 P 波部分と S 波部分の particle motion の性質を調べることにより、 SH 波や SV 波の分離の可能性および2地点間の S 波の部分のスペクトル比の物理的意味について検討する。さらに深発地震波の P 波部分の垂直成分と水平成分のスペクトル比を求め、表層の S 波の速度構造が吟味される。これらの問題が 3-1* で議論される。

次に、種々の方向からの地震波に対する S 波の増巾度特性を決定するために、浅い震源からの地震波が解析される。地盤と岩盤の地震動データを比較する際のもう一つの問題点として、スペクトル解析のためのデータの長さと同波数特性の精度の関係の吟味が必要である。表層構造による増巾度特性は、岩盤上の地震動が基盤からの入射地震波に等しいと仮定できる時のみ、有意に推定される。岩盤地表の地震波記録は、初動到着後、地形などにより局地的に発生された later phases により乱されていることが予想される。岩盤の記録を基盤入射波に等しいと近似するには、2次的な phases による contamination の少ない初動部に限ることが望ましい。しかしながらデータの長さを短くすると、スペクトル解析の分解能が悪くなる。それ故、問題とする表層構造の規模に合わせたデータの長さの選定が必要とされる。これらの問題が 3-2* で議論される。ここでこの解析では、スペクトル計算の際 Hamming-Turkey の方法による平滑化がなされている。

3.1 深発地震波の解析

深発地震波の P 波部分の波形および水平および垂直面内の particle motion diagram が Fig. 2 に示されている。1, 2, 3 で示される particle motion diagrams は、左図の波形に対応する番号を付された時刻から、

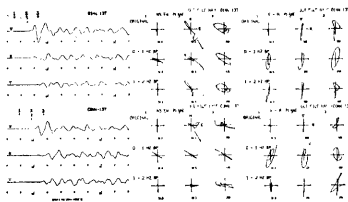


Fig. 2. Waveforms and particle motions of P parts of seismic waves obtained at the rock site (O_1) and the ground site (C_0) from a deep earthquake, $M=5.7$, $H=400$ km and $D=264$ km. Arrow marks indicate the epicentral direction.

それぞれ1sec間のmotionを描いている。original記録の particle motion が上図に、0~1Hzおよび1~2Hzのband-pass filterされた記録の particle motion がそれぞれ中図と下図に示されている。NS-EW面でNo.2のdiagramに記された矢印が震央方向(N149°E)を指している。0~1Hzの帯域での particle motion の方向は、震央方向に比して東に偏っているが、 O_1 点(岩盤上)と C_0 点(地盤上)共にほぼ同一方向を向いている。1~2Hzの帯域のそれは、 O_1 点では震央方向を向いているのに、 C_0 ではより東に偏って入射しているようにみえる。この particle motion の偏奇は基盤岩の傾斜などこの地域の地盤構造に関係している考えられるが、ここではこれ以上詳細な検討はできない。方位の異なる(N25°W)深発地震波について2地点間の比較は同様の傾向を示している。 P 波の particle motion の方向が2

地点間で異なり、そして周波数帯域で異なることは S 波の解析に際して SH 波と SV 波の明確な分離を困難にしている。Fig. 2 の右図に描かれている垂直面における particle motion の方向は O_1 点では鉛直方向より約 15° であるのに、 C_0 点では 5° 以下で、ほぼ垂直に近い入射を示している。

S 波部分の波形は Fig. 3 に示され、水平および垂直面内での particle motion diagram が Fig. 4 に示されている。Fig. 4 の 1~5 の diagram はそれぞれ Fig. 3 に同一番号の矢印で示される時刻から始まる 1 sec 間の motion を示している。

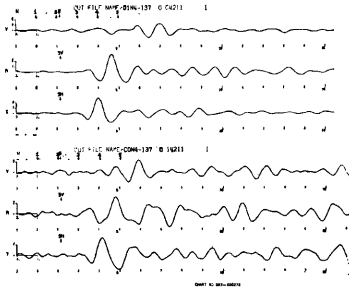


Fig. 3. Waveforms of S parts of seismic waves obtained at the rock site (O_1) and the ground site (C_0) from a deep earthquake, $M=5.7$, $H=400$ km and $D=264$ km.

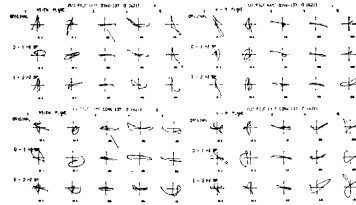


Fig. 4. Particle motions of S parts of seismic waves obtained at the rock site (O_1) and the ground site (C_0) from a deep earthquake, $M=5.7$, $H=400$ km and $D=264$ km.

S 波初動部 (Fig. 3 の No. 3 の矢印附近) の水平面の particle motion はどの周波数帯域とも C_0 点 (地盤) と O_1 点 (岩盤) で比較的似ているが、初動の直後から時間とともに異なってしまふ。垂直面での particle motion は、地盤では SV 波もほぼ垂直に近い入射になることを示している。 SH 波と SV 波の分離は、周波数帯域と時間を限れば、可能と考えられる。しかしながら、ここでのスペクトル解析に必要とされるデータの長さ (5 sec 以上) の区間には SH 波と SV 波が両方とも入り込み、それを分離した 2 地点間の比較解析は困難である。

たとえ SH 波と SV 波の分離による 2 地点間の S 波震動の比較ができなくとも、両 type の波に対する表層構造による効果の違いが小さいと近似できるなら、もっと正確には、 SV 波による効果が SH による効果で近似可能なら、次に定義されるようなエネルギースペクトル E_s の比 (E_s/E_{s0} , E_s, E_{s0} はそれぞれ C_0 点, O_1 点のエネルギースペクトル) は表層による増巾度特性の推定に有効であろう。Fig. 5 の左図に S 波部分の radial 成分 (R) のスペクトル, $u^{S,R}(f)$, 中図に transverse 成分 (T) のスペクトル, $u^{S,T}(f)$ が示される。右図に示される $\sqrt{E_s}$ は $(u^{S,R}(f)^2 + u^{S,T}(f)^2)^{1/2}$ で定義されるエネルギースペクトルの平方根である。 R 成分と T 成分は、 S 波の到来方向を震央方向として、計算されている。解析の長さは 8.5 秒間である。太線は C_0 点 (地盤), 細線は O_1 点

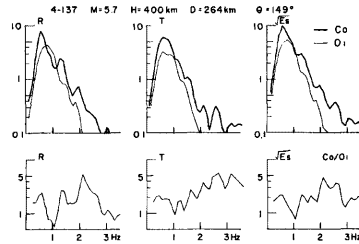


Fig. 5. Upper: Fourier spectra of radial components, R , and transverse ones, T , of S parts and square roots of energy spectra, $\sqrt{E_s}$ ($\sqrt{E_s} = \sqrt{R^2 + T^2}$), of seismic waves from a deep earthquake. Thick and thin lines indicate spectra at the ground site and at the rock site, respectively. Lower: spectral ratios between the ground site and the rock site.

(岩盤)のスペクトルをそれぞれ示している。 O_1 点(岩盤)のスペクトルは C_0 点(地盤)のそれに比して滑らかな形をしている。 C_0 点と O_1 点のスペクトル比が、 R 成分について $a^{S,R}=u_0^{S,R}/u^{S,R}$ 、 T 成分についての $a^{S,T}=u^{S,T}/u_0^{S,T}$ および $\sqrt{\overline{E_s}}$ に関して $a^{V,\overline{E_s}}=\sqrt{\overline{E_s}/\overline{E_{s0}}}$ で定義され、Fig. 5 の下図に示されている。そのピーク周波数は R, T および $\sqrt{\overline{E_s}}$ 共に、低周波数域では0.5Hz附近と1.3Hz附近にほぼ同様にみられる。これは1.5Hz以下の低周波数域では、 SH 波に対しても、 SV 波に対しても、表層による効果は殆ど変わらないことによる。 $\sqrt{\overline{E_s}}$ の比は、 S 波震動を方向成分に分割することによるエラーがないため、practicalな増巾度特性の計算として有利である。

次に P 波の垂直成分とradial成分のスペクトル比を用いて、表層の S 波速度を推定する。Fig. 6に3つ

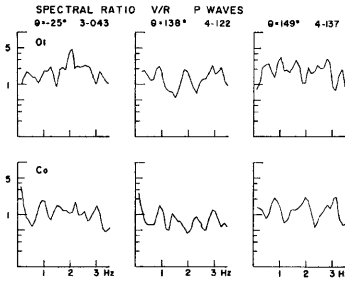


Fig. 6. Spectral ratios between vertical components and radial ones of P parts of seismic waves from 3 deep earthquakes. Upper figures show spectral ratios at the rock site and lower ones show those at the ground site.

の深発地震波のスペクトル比、 $u^{P,V}(f)/u^{P,R}(f)$ が示されている。 C_0 点(地盤)でのスペクトル比は0.5Hz附近に顕著な谷を示しているが、 O_1 点(岩盤)でのそれにはない。それ故、0.5Hzの谷は表層構造に関係していると考えられる。1Hz以上の高周波数域では O_1 点のスペクトル比も複雑な山谷を示しているので、ここでは0.5Hzの谷についてのみ議論する。 P 波のスペクトル比の最も低周波数の谷は、 $f=v_s/4H$ (H は表層の厚さ、 v_s は S 波速度)で決定される周波数にあらわれる¹³⁾。 C_0 点附近の基盤までの深さ H の値を370mとして代入すると、表層の平均速度は740m/secとなる。ボーリング孔を用いた S 波検層では40mの深さの S 波速度は580m/secである。それ故表層の構造としては40mと370mの深さの間に顕著な層境界を考えるか、ミラージュ層を考える必要がある。表層構造に関しては、観測データから求められた増巾度特性と理論的に推定される値との比較の際、議論がなされる。

Fig. 7に3つの深発地震波について P 波の V 成分のスペクトル比、 $a^{P,V}$ およびエネルギースペクトルの平方根 $\sqrt{\overline{E_s}}$ の比、 $a^{V,\overline{E_s}}$ が示されている。データの長さは P 波の場合8.5秒間、 S 波の場合は8.5秒間(実線)と17秒間(鎖線)である。南東方向からの2つの地震波(4-112, 4-137)の場合、 P 波のスペクトル比は1.5Hz附近に顕著なピークを有している、北北西方向からの地震波(3-043)の場合、 P 波のスペクトル

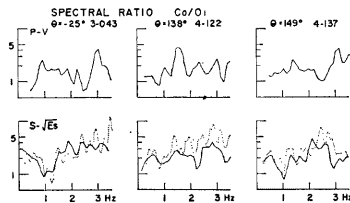


Fig. 7. Upper: spectral ratios of vertical components of P parts of seismic waves between the ground site and the rock site, from 3 deep earthquakes.

Lower: ratios of $\sqrt{\overline{E_s}}$ of S parts of seismic waves between the ground site and the rock site. The lengths of time window for computation of spectra are 8.5 sec for P parts and 8.5 sec and 17 sec for S parts. Solid and dotted lines show spectra of the lengths of 8.5 sec and 17 sec, respectively.

比のピークは1Hz 附近にみられ、 \sqrt{Es} のスペクトル比のピークは17秒の解析では 0.5Hz 附近にみられるが 8.5秒の解析では明瞭ではない。震央方向によるピーク周波数の違いはこの解析では必ずしも顕著ではない。S 波について解析区間が長くなると、スペクトルの分解能はよくなるが、スペクトル比は複雑になっている。0.5Hz 附近のピーク周波数と振幅は8.5秒と17秒の2つの解析区間で殆んど変わらないと考えてよい。

表層構造に関しては爆破探査により C_0 点下の基盤までの深さ、 H は約 370m、表層の平均 P 波速度、 \bar{v}_p は 2.0km/sec と求められている。表層の S 波の平均速度、 \bar{v}_s は先に述べた C_0 点でのスペクトル比、 $u^{P,V}(f) / u^{P,S}(f)$ の最も低周波の谷周波数より、約 740 m/sec と推定されている。表層による P 波や S 波の増巾度特性の卓越周波数は水平な 1 層構造を仮定できるなら、 $\bar{v}_p/4H$ 、 $\bar{v}_s/4H$ で近似的に推定できる。この式より推定される卓越周波数は P 波の場合、約 1.4Hz、そして S 波の場合、約 0.5Hz となる。これらの値は Fig. 7 に示される P 波のスペクトル比 $u^{P,V}$ および \sqrt{Es} のスペクトル比 $u^{V,\sqrt{Es}}$ の最も低周波のピーク周波数に対応している。

3.2 入射方位による地盤の増巾度特性の変化

ここでは浅い震源の地震波について、その到来方向と表層構造による増巾度特性の関係を検討する。解析に用いた地震波の S-P time は 14~24 sec (震央距離にして 100~200 km) で、そのマグニチュードは 3.5~4.6 である。基盤からの入射角は、岩盤上 O_1 点での P 波初動の particle motion の方向から 30°~40° と推定される。

観測点 C_0 の西側および東側から入射するそれぞれ 4 つの地震波の S 波の部分のスペクトルが Fig. 8 および Fig. 9 に示されている。S 波の水平震動は、到来方向を震央方向として、R 成分 (radial), T 成分 (transverse) に座標変換された後、フーリエ変換がなされている。さらに、先に定義された S 波部分のエ

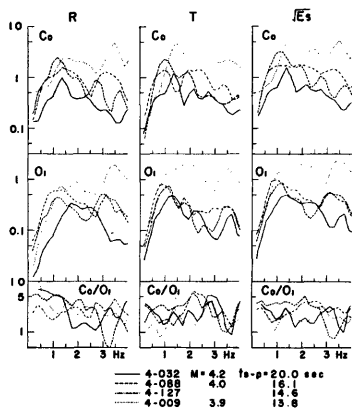


Fig. 8. Fourier spectra of radial components and transverse ones of S parts and square roots of energy spectra, $\sqrt{Es} = \sqrt{R^2 + T^2}$, of seismic waves arriving from the west side. Top: spectra at the ground site. Middle: spectra at the rock site. Lowest: spectral ratios between the two sites. Window length for computation of spectra is 5.12 sec.

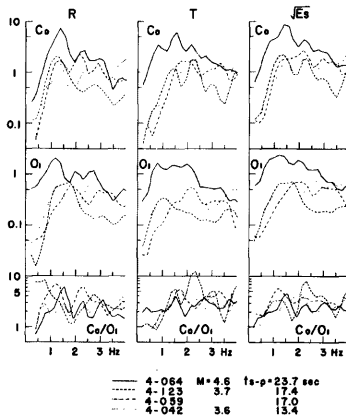


Fig. 9. Fourier spectra of radial components and transverse ones of S parts and $\sqrt{Es} = \sqrt{R^2 + T^2}$, of seismic waves arriving from the east side. Top: spectra at the ground site. Middle: spectra at the rock site. Lowest: spectral ratios between the two sites. Window length for computation of spectra is 5.12 sec.

エネルギースペクトルの平方根, \sqrt{Es} が計算されている。解析のためのデータの長さは5.12秒間である。 O_1 点(岩盤)でのスペクトルをみると, \sqrt{Es} は R や T 成分のスペクトルが平均化されて, 滑らかになっているのがわかる。2Hz以下の低周波域に限ると, \sqrt{Es} の形はゆるやかな1つのピークをもつ山型をなしている。一方 C_0 (地盤) のスペクトルは, 2Hz以下の低周波数域でも, O_1 点のそれに比して, より大きい凹凸を示している。

Fig. 8 および Fig. 9 の下図に C_0 点と O_1 点のスペクトル比が示されている。西側からの地震波の場合 (Fig. 8), R 成分や T 成分のスペクトル比のピーク周波数や振巾値は地震波毎に大きな違いを示しているが, \sqrt{Es} のピークは低周波数域で 0.5Hz 付近に集中する傾向がみられ, その振巾値は3~4に集まっている。東側からの地震波の場合 (Fig. 9), R 成分の比は地震波毎に大きな違いを示すが, T 成分と \sqrt{Es} の比は低周波数域では比較的似たピーク周波数を有している。 \sqrt{Es} の比のピークは1Hz以下に顕著なものはみられず, 1~2Hzにあり, その振巾値は3~6となっている。

S波の R や T 成分のスペクトルの2地点間の比が地震波毎に大きな違いを示しているのは, 2地点間のS波の同一typeのphaseの対応が困難であることによると考えられる。ここでの R 成分と T 成分は必ずしもSV波とSH波に対応していないことは3.1で議論されたparticle motionの性質からも明らかである。SV波とSH波が共に2地点間で若干の方向変化を生じ, R 成分と T 成分に適当な割合に分割して含まれている場合, 2地点間の比をとることにより誤差は増大されることになる。 \sqrt{Es} はSHとSV波成分を共に含むため, 方向分割のエラーが生じない。また \sqrt{Es} の比, $a\sqrt{Es}$, は3.1に述べた様に, 主としてSH波としての地盤効果を示すと考えられる。

低周波数域についてスペクトルのピークの分解能を改善するために, データの長さを2倍にした時のスペクトルが, 西側からの地震波の例について, Fig. 10において比較され, 東側からの地震波の例について, Fig. 11において比較されている。解析区間が長くなると, R 成分と T 成分のスペクトルの形は複雑になるが, \sqrt{Es} の形は比較的变化が少ない。 \sqrt{Es} の比, $a\sqrt{Es}$ についてみると, 西側からの地震波 (Fig. 10) の場合, 5.12 secの解析では0.5Hz付近のピークは十分には分解されていないが, 10.24 secの解析では0.5Hzのピークが顕著にみられる。一方東側からの地震波 (Fig. 11) の場合, 5.12 secの解析では1Hz以下の低周波数域にピークは全くみられないが, 10.24 secの解析では0.5Hz付近に小さなpeakがみられ, 1Hz附

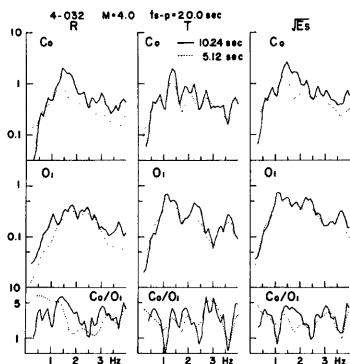


Fig. 10. Influence of window lengths to spectra of S parts. Spectra of window lengths of 5.12 sec and 10.24 sec are compared for seismic waves from the west side.

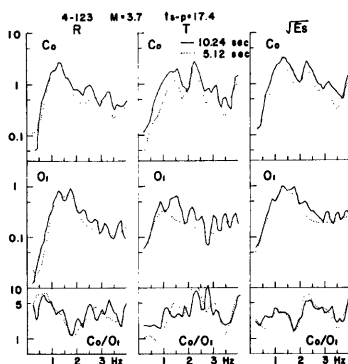


Fig. 11. Influence of window lengths to spectra of S parts. Spectra of window lengths of 5.12 sec and 10.24 sec are compared for seismic waves from the east side.

近に顕著なピークがみられる。

\sqrt{Es} の比, α^{VES} が Fig. 12 の左図に西側からの波について、右図に東側からの波についてまとめて示されている。実線はデータの長さ, 10.24 sec の解析結果を示し、鎖線は 5.12 sec の解析を示す。西側からの地震波の場合、10.24 秒間の解析では、0.5Hz のピークが顕著にあらわれ、ピークの振幅値は 3~5 となっている。5.12 秒間の解析では、1Hz 以下の低周波数域について、ピークの位置は十分には分解できないが、

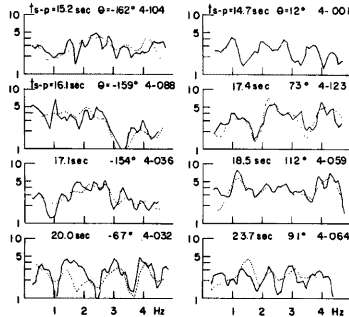


Fig. 12. Ratios of \sqrt{Es} of S parts between the ground site and the rock site. Analyzed seismic waves have $S-P$ times from 14 sec to 24 sec. Left and Right figures show spectra arriving from the west side and those arriving from the east side, respectively. Solid and dotted lines are spectra of window lengths of 5.12 sec and 10.24 sec.

0.5Hz 附近の振幅値は 3~4 に集まっている。より高周波のピークは 1~2Hz の間にみられるが、その周波数と振幅は地震波毎にも異なり、データの長さにも依存し、ここに挙げたデータだけでは震央方向により特徴的な傾向をみることはできない。東側からの地震波の場合、10.24 秒の解析で 1~1.2Hz のピークはどの地震波についても顕著にみられ、その振幅は 3~7 にあるが、0.5Hz のピークは小さいものしかみられない。5.12 sec の解析では 1~1.5Hz に顕著なピークがみられるが、それより低周波領域では振幅値が急速に小さくなり、ピークは全くみられない。より高周波数のピークは 2~3Hz にあらわれる。

このように \sqrt{Es} の地盤と岩盤の比, α^{VES} の形は 1.5Hz 以下の低周波数域では明らかに震央方向により異なる傾向をみせている。西側からの地震波に対する α^{VES} の顕著なピークは、東側からの波のそれに比してより低周波数になっている。解析データの長さ (5.12 sec と 10.24 sec) により、 α^{VES} の形は多少の違いはあるが、以上のべた傾向はほぼ同様にみられる。

ここで西側入射というのは観測点 C_0 に対して震央方向が盆地側 (Fig. 1 参照) であることに対応し、東側入射というのは震央方向が山側であることに対応している。このことは、傾斜構造を有する地盤表層による S 波の増巾度特性が波の入射方向により変化することを意味していると考えられる。

4. 傾斜構造を有する地盤の震動特性の計算

地盤による地震波の増巾度特性が地震波の到来方向により変化することは水平の地盤構造を考える限り説明できない。地盤構造の水平方向の変化が震動特性へ及ぼす影響が吟味されねばならない。基盤が傾斜している媒質での SH 波の重複反射による震動特性の計算方法は ray theory を用いて Ishii, H and R. M. Ellis²⁾ により研究されている。彼等の方法は 1 層構造の場合にのみ有効で、2 層以上への拡張が困難である。ここでは 2 層以上の場合にも拡張可能な方法を考える。傾斜した境界面を有する 2 次元モデルの媒質に平面 SH 波が任意の角度で入射した時、各層間の境界や地表面での反射・屈折によって発生する ray phase の kinetic

特性と dynamic 特性を系統的に計算するための computer algorithm を作る事ができる。この方法で得られる単位インパルスの time domin でのレスポンスを frequency domain に変換すれば、地盤による地震波のスペクトル特性を求めることができる。

4.1 計算モデル

傾斜した境界層を有する 2 次元モデルの媒質は Fig. 13 に示されるとおりとする。平面 SH 波、 $u_0(t)$ が

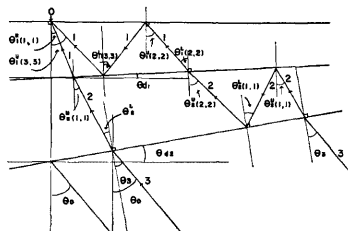


Fig. 13. A schematic configuration of the layers and rays, being incident with the angle of θ_0 . Ray paths for $Q_{1,1}$, $Q_{3,2}$, and $Q_{3,3}$, are illustrated.

half space から θ_0 の角度で入射した時、地表面での震動、 $u(t)$ は partial ray expansion により次の様に表わされる¹⁴⁾。

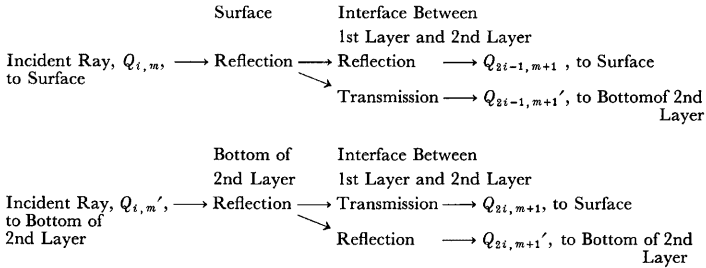
$$u(t) = \sum_{m=1}^M \sum_{i=1}^I Q_{i,m} \cdot u_0(t), \quad I = 2 \cdot (m - 1) \dots \dots \dots (1)$$

Table 1. Rays created by reflection and refraction on surface and interfaces.

INCIDENCE TO SURFACE		INCIDENCE OF BOTTOM OF THE 2 LAYER
i	m	$Q_{i,m}$
1	1	3 21
1	2	3 21 11
2		3 22 21
1	3	3 21 11 11
2		3 21 12 21
3		3 22 21 11
4		3 22 22 21
1	4	3 21 11 11 11
2		3 21 11 12 21
3		3 21 12 21 11
4		3 21 12 22 21
5		3 22 21 11 11
6		3 22 21 12 21
7		3 22 22 21 11
8		3 22 22 22 21
1	5	3 21 11 11 11 11
2		3 21 11 11 12 21
,		,
,		,
,		,
,		,

ここで $Q_{i,m}$ は層境界や地表面での反射・屈折によっても生じた ray に対応し、走時と振巾の関数で表現される。half space の上に2層を考えた時、地表面へ入射する ray, $Q_{i,m}$ と第2層の底面へ入射する ray, $Q_{i,m'}$ は **Table 1** に示されるとおりである。order number, m は反射・屈折の回数が増す毎に増える。 i は各 order の ray を識別するために付けられた number である。 $m \geq 2$ の order では、 i の奇数 number は第1層の反射により地表面に到来する ray, 偶数 number は第2層から屈折して第1層そして地表面へ到来する ray に対応している。ray に付けられる number i, m と ray 生成の process の関係が **Table 2** に示されている。各 order の ray が層を通過する回数を $NSEG$ とすると、 $NSEG = m + 1$ であり、そして各 order の ray の総数を $NRCREA$ とすると、 $NRCREA = 2^{m-1}$ である。各 ray の振巾と走時は次に述べられる(1), (2), (3)の手順で計算される。

Table 2



u_0 : Incident Plane SH Wave from Half Space.

u : Surface Motion

$$u(t) = \sum_{m=1}^M \sum_{i=1}^L Q_{i,m} u_0(t), I=2 \cdot (m-1)$$

(1) ray の各境界面における入射, 屈折および反射の角度の決定

各 ray は **Table 1** に示される様に (i, m) で指定される。 θ_0 : half space からの入射角 (鉛直方向からの角度), θ_s : half space から第2層への入射角 (法線方向からの角度), θ_{d1} : 第1層の傾斜角, θ_{d2} : 第2層の傾斜角, θ_i^U : l 層の上部境界への入射角, θ_i^L : l 層の下部境界への入射角は **Fig. 13** に示される如く、定義される。 $\theta_i^U(i, m)$ および $\theta_i^L(i, m)$ は order m の i 番目の ray が l 層の上部境界および下部境界となす角を意味する。平面 SH 波が half space から θ_0 の角度で入射した時、各層間の境界および地表面で発生する各 ray が各層間の境界となす角, $\theta_i^U(i, m)$ および $\theta_i^L(i, m)$ は次の様に順次決定される。はじめに地表面に到着する ray, $Q_{1,1}$ (**Table 1** で示されるように3 21の path を通る phase) について、入射・屈折・反射の角度は次の式で与えられる。

$$\theta_s = \theta_0 - \theta_{d2} \dots \dots \dots (2) \quad \theta_s^L = \sin^{-1}(d_2 \cdot \sin \theta_s) \dots \dots \dots (3)$$

$$\theta_2^U(1, 1) = \theta_s^L + \theta_{d2} - \theta_{d1} \dots \dots \dots (4) \quad \theta_1^L(1, 1) = \sin^{-1}\{d_1 \cdot \sin \theta_2^U(1, 1)\} \dots \dots \dots (5)$$

$$\theta_1^U(1, 1) = \theta_1^L(1, 1) + \theta_{d1} \dots \dots \dots (6)$$

ここで d_1 および d_2 は v_{s1}/v_{s2} および v_{s2}/v_{s3} であり、 v_{s1} , v_{s2} および v_{s3} は第1層, 第2層および第3層の S 波速度である。

half space から入射した後、第1層境界で反射して、第2層境界へ戻る ray, Q_{11}' (**Table 1** で3 22の phase) が各層境界となす角度は(2)~(4)までは $Q_{1,1}$ と同じで、次に第2層への入射角は

$$\theta_2^L(1, 1) = \theta_2^U(1, 1) + \theta_{d2} - \theta_{d1} \dots \dots \dots (7)$$

の式で求められる。

地表面に入射した ray, $Q_{i,m}$ は反射の後, 2つの ray, $Q_{2i-1,m+1}$ (第 1 層底面で反射の後再び地表面へ入射する ray) および $Q_{2i-1,m+1}'$ (第 1 層から第 2 層へ透過する ray) を生じる (Table 2 参照)。その時 ray が各層間の境界となす角は次の様に表わされる。

$$\theta_1^L(2i-1, m+1) = \theta_1^U(i, m) + \theta_{d_1} \dots \dots \dots (8)$$

$$\theta_2^U(2i-1, m+1) = \sin^{-1}\{(1/D_1) \cdot \sin \theta_1^L(2i-1, m+1)\} \dots \dots \dots (9)$$

地表面入射 ($Q_{2i-1,m+1}$) の角度は,

$$\theta_1^U(2i-1, m+1) = \theta_1^L(2i-1, m+1) + \theta_{d_1} \dots \dots \dots (10)$$

となる。第 2 層底面への入射 ($Q_{2i-1,m+1}'$) の角度は,

$$\theta_2^L(2i-1, m+1) = \theta_2^U(2i-1, m+1) + \theta_{d_2} - \theta_{d_1} \dots \dots \dots (11)$$

となる。

第 2 層底面へ入射した ray, $Q_{i,m'}$ は境界面での反射の後, 2つの ray $Q_{2i,m+1}$ および $Q_{2i,m'+1}$ を発生する。その時 ray が各層間の境界となす角は次の様に表わされる。

$$\theta_2^U(2i, m+1) = \theta_2^L(i, m) + \theta_{d_2} - \theta_{d_1} \dots \dots \dots (12)$$

$$\theta_1^L(2i, m+1) = \sin^{-1}\{D_1 \cdot \sin \theta_2^U(2i, m+1)\} \dots \dots \dots (13)$$

地表面への入射 ($Q_{2i,m+1}$) の角度は,

$$\theta_1^U(2i, m+1) = \theta_1^L(2i, m+1) + \theta_{d_1} \dots \dots \dots (14)$$

となる。第 2 層底面への入射 ($Q_{2i,m+1}'$) の角度は

$$\theta_2^L(2i, m+1) = \theta_2^U(2i, m+1) + \theta_{d_2} - \theta_{d_1} \dots \dots \dots (15)$$

となる。

このようにして Table 1 にリストされている各 ray について, ray path と各層間の境界となす角が order m を 1 つずつ増しながら決定される。

$\theta_1^U(i, m), \theta_1^L(i, m) \geq \pi/2$ の時, 続く ray の計算が停止される。この条件は反射あるいは屈折した ray が地表面や境界面へ達しないことに対応している。従ってこの計算方法はその path が境界面に達しない ray が生じる時間迄に限られる。

(2) ray の振巾の計算

各 ray の振巾は, 平面 SH 波が half space から入射した後, 層内を通過する path に沿って, 各層間の境界での反射・屈折の係数の積で評価される。平面 SH 波が j 層から $j-1$ 層に θ の角度で入射した時, 透過係数 $T_{j,j-1}(\theta)$ および反射係数 $R_{j,j-1}(\theta)$ は次の式で与えられる。

$$T_{j,j-1}(\theta) = \frac{2\delta \cos \theta}{\delta \cdot \cos \theta + \sqrt{D^2 + \sin^2 \theta}}, \quad R_{j,j-1}(\theta) = \frac{\delta \cos \theta - \sqrt{D^2 + \sin^2 \theta}}{\delta \cos \theta + \sqrt{D^2 + \sin^2 \theta}}$$

ここで用いられるパラメータ δ および D は μ_j/μ_{j-1} (μ_j : j 層の剛性率), および v_{Sj}/v_{Sj-1} (v_{Sj} : j 層の S 波速度) で定義されている。

half space から入射する SH 波の振巾を A_0 とする。最初に地表に入射する ray, $Q_{1,1}$ の振巾を $A_1(1, 1)$ とし, 第 2 層底面へ入射する ray, $Q_{1,1}'$ の振巾を $A_2(1, 1)$ とすると,

$$A_1(1, 1) = A_0 \cdot T_{3,2}(\theta_0) \cdot T_{2,1}\{\theta_0^U(1, 1)\} \dots \dots \dots (16)$$

$$A_2(1, 1) = A_0 \cdot T_{3,2}(\theta_0) \cdot R_{2,1}\{\theta_0^L(1, 1)\} \dots \dots \dots (17)$$

が成り立つ。地表面へ入射する ray, $Q_{i,m}$ の振巾を $A_1(i, m)$ とすると, $Q_{2i-1,m+1}$ の振巾, $A_1(2i-1, m+1)$ および $Q_{2i-1,m+1}'$ の振巾 $A_2(2i-1, m+1)$ は次の式で与えられる。

$$A_1(2i-1, m+1) = A_1(i, m) \cdot R_{1,2}\{\theta_1^L(2i-1, m+1)\} \dots \dots \dots (18)$$

$$A_2(2i-1, m+1) = A_1(i, m) \cdot T_{1,2}\{\theta_1^L(2i-1, m+1)\} \dots \dots \dots (19)$$

第 2 層底面へ入射する ray, $Q_{i,m'}$ の振巾を $A_2(i, m)$ とすると, $Q_{2i,m+1}$ の振巾, $A_1(2i, m+1)$ および $Q_{2i,m+1}'$ の振巾, $A_2(2i, m+1)$ が次の式から導かれる。

$$A_1(2i, m+1) = A_2(i, m) \cdot R_{2,3}\{\theta_2^L(i, m)\} \cdot T_{2,1}\{\theta_2^U(2i, m+1)\} \dots \dots \dots (20)$$

$$A_2(2i, m+1) = A_2(i, m) \cdot R_{2,3}\{\theta_2^t(i, m)\} \cdot R_{2,1}\{\theta_2^v(2i, m+1)\} \dots \dots \dots (21)$$

このようにして各 ray の振巾が順次計算される。計算時間の節約のために、十分小さい量、 ϵ を定義して $A_j(i, m) < \epsilon$ の時、続く ray の計算が省略される。

(3) 各 ray の走時の計算

ray, $Q_{i,m}$ が層を横切る segment の数は $2 \cdot m$ である。各 ray の segment と層のなす角度は(1)で述べた方法で前以って求められている。ここでは half space から θ_0 の角度で入射してから層内を伝播し、観測点 O に $\theta_1^v(i, m)$ の角度で入射する ray, $Q_{i,m}$ の走時と half space からの入射点 $R_{i,m}$ までの距離 $\overline{OR}_{i,m}$ が計算される。

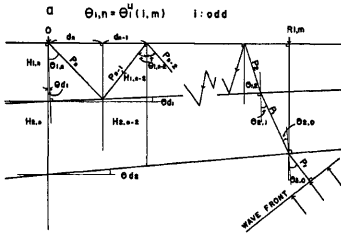


Fig. 14-a.

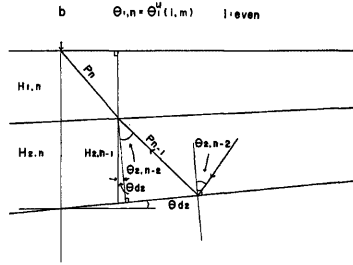


Fig. 14-b.

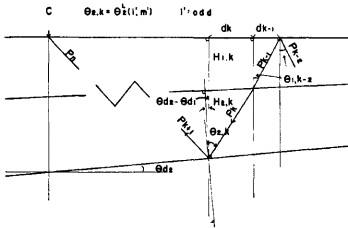


Fig. 14-c.

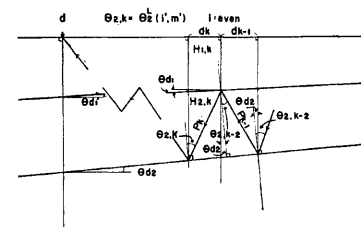


Fig. 14-d.

Fig. 14. Configuration of ray segments of a ray, $Q_{i,m}$. The raypath from the observation point, O , to the incident point from half space is subdivided into n segments. There are 4 cases of a, b, c and d for computation of the lengths of the segments.

ray $Q_{i,m}$ の path の各 segment は Fig. 14-a に示されるような番号が 1 から $n (= 2 \cdot m)$, まで付される。 $\theta_{1,n}$ が $\theta_1^v(i, m)$ に相当する。 H_1 : 観測点下の第 1 層の厚さ, H_2 : 観測点下の第 2 層の厚さ, $H_{1,k}$ および $H_{2,k}$: k 番目の segment の入射点での第 1 層および第 2 層の厚さ, $\theta_{1,k}$ および $\theta_{2,k}$: k 番目の segment と地表および第 2 層面とのなす角, P_k : k 番目の segment の path の長さ, t_k : k 番目の segment の波の伝播時間, d_k : k 番目の segment の地表面に投影された水平距離がそれぞれ定義される。

i が odd の時 Fig. 14-a に示される場合に相当し、次の式により各 segment の走時が求められる。

$$\begin{aligned} \theta_{1,n} &= \theta_1^v(i, m) & P_n &= H_{1,n} \cdot \cos \theta_{d_1} / \cos(\theta_{1,n} - \theta_{d_1}) \\ t_n &= P_n / v_{S_1} & d_n &= P_n \cdot \sin \theta_{1,n} \\ i' &= (i+1)/2 & m' &= m-1 \\ \theta_{1,n-2} &= \theta_1^v(i', m') & P_{n-1} &= H_{1,n-1} / \cos \theta_{1,n-2} \end{aligned}$$

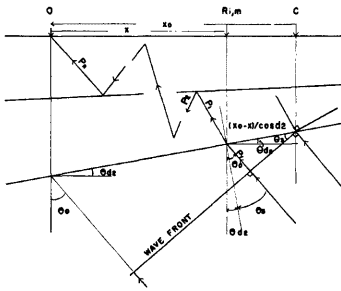


Fig. 15. Correction of raypath in half-space, P_T . The raypaths of different rays originating on the same plane wavefront are corrected in dependence of the distance, $OR_{i,m}$ along the horizontal surface from the observational point to the incident point.

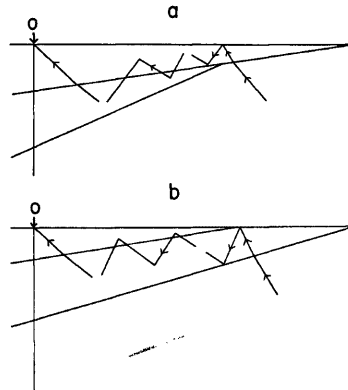


Fig. 16. Examples of rays neglected for computation.

計算の際の注意として、Fig. 16 に示される path を通る ray の走時の計算はこの方法ではエラーを生じる。ここでの計算は wedge の尖点から十分遠く、diffraction による効果は小さいと仮定しているので、Fig. 16 に示される ray は計算から除かれている。

(1), (2)および(3)の手順に従って求められる ray を合成することによって SH 波の震動特性が得られる。地表面に到来する各 ray は

$$Q_{i,m} = A_1(i, m) \cdot \delta(t - t(i, m)) \dots\dots\dots (28)$$

で表わされる。half space からの入射波を $u_0(t)$ とすると time domain の response は(1)式より、

$$u(t) = \sum_{m=1}^M \sum_{i=1}^I A_1(i, m) \cdot u_0(t - t(i, m)), \quad I = 2 \cdot (m - 1) \dots\dots\dots (29)$$

で得られる。

$u_0(t) = e^{i\omega t}$ とした時、周波数領域の SH 波の response が得られる。

5. 数値計算の結果および討議

ここでの地盤構造は、未固結堆積層と基盤岩の境界で最も大きい速度の contrast を有すると推定される。そこで地盤モデルとして先ずはじめに傾斜した基盤を有する一層構造を考える。計算に用いた地盤モデルのパラメーターは Table 3 に示されている。基盤までの表層の厚さ、370m および S 波速度、0.8km/sec の値は、地震波探査の結果や深発地震の P 波の spectral ratio の解析結果などを参考にして、単純化して仮定されている。基盤を half space と考え、基盤からの入射角(鉛直面から角度)を α とする。 α は Fig. 13 の θ_0 に対応しており、down-dip 方向伝播の時、正で示され、up-dip 方向伝播の時、負で示される。Fig. 17 は、

Table 3. Parameters of 1 Layer Model for the Ground Structure.

Layer	Depth (m)	Dip (deg.)	S Velocity (m/sec)	Density (g/cm ³)
1	0	0°	800	2.0
Base-rock	370	10°	2400	2.5

基盤の傾斜角が異なる地盤モデルに、SH 波の単位インパルスが入射した時の time domain のレスポンスで

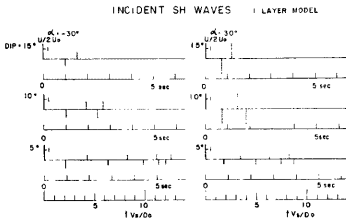


Fig. 17. Responses in time domain computed for incidence of unit impulse. Computation is made for one layer model having 3 different dip angles (5°, 10° and 15°) for incident waves with the angles of $\alpha=30^\circ$ and -30° .

ある。縦軸は $u/(2 \cdot u_0)$ (u_0 : 基盤からの入射波の振巾, u : 地表面の振巾) で、横軸は無次元化された時間 $t \cdot v_s / D_0$ (D_0 : $H \cdot \cos \theta_d / v_s$, v_s : 表層の S 波速度, H : 表層の厚さ, θ_d : 基盤の傾斜角) で示されている。Table 3 で与えられているパラメーターの値を代入することにより、横軸を秒の単位でも同時に表示している。Fig. 17 で点線で示されているインパルスは全反射により位相が変化した ray phase に対応している。この時 ray の振巾は complex で与えられている。

平行層に平面 SH が入射した時、重複反射による波は、反射の回数が増す各に振巾が減少しながら、無限小になるまで続く。しかしながら、傾斜層の場合重複反射で生じる ray の数は幾何学的に有限となる。すなわち反射した ray と境界のなす角 θ が、 $\pi/2 \leq \theta \leq \pi/2 + \theta_d$ になると、その ray は境界面に到着せず、無限遠に行ってしまう。従って、この方法による計算の有効性は最後の反射波が境界に到達する時間までに限られる。それ以後の時間のレスポンスについては、wedge の尖点からの回折波が考慮されねばならない。ここでの計算には回折波は考慮されていない。無限遠へ行く ray の振巾で表わされる値がこの計算方法の精度の限界に対応している。 α が正、すなわち down-dip 方向に伝播する場合の計算 (Fig. 17 の右図) は、 α が負、すなわち up-dip 方向に伝播する場合の計算 (Fig. 17 の左図) に比して、有効時間範囲が短く、誤差も大きい。基盤の傾斜角、 θ_d が 10° で、down-dip 方向に入射角、 α が 30° の時、傾斜層による重複反射波は初動より 2 秒以内に限られるのに対して、up-dip 方向に入射角、 α が -30° の時、重複反射波は初動より 3 秒以内に限られている。Fig. 18 に frequency domain のレス

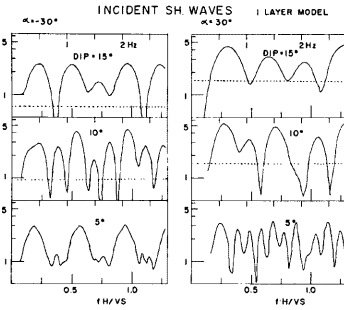


Fig. 18. Responses in frequency domain, computed for one layer model having 3 different dip angles for incident waves with the angles of $\alpha=30^\circ$ and -30° . Dotted line shows amplitude discontinuity along the edge of outgoing reflected wave for incidence of unit amplitude.

ポンスで

ある。縦軸は $u/(2 \cdot u_0)$ (u_0 : 基盤からの入射波の振巾, u : 地表面の振巾) で、横軸は無次元化された時間 $t \cdot v_s / D_0$ (D_0 : $H \cdot \cos \theta_d / v_s$, v_s : 表層の S 波速度, H : 表層の厚さ, θ_d : 基盤の傾斜角) で示されている。Table 3 で与えられているパラメーターの値を代入することにより、横軸を秒の単位でも同時に表示している。Fig. 17 で点線で示されているインパルスは全反射により位相が変化した ray phase に対応している。この時 ray の振巾は complex で与えられている。

平行層に平面 SH が入射した時、重複反射による波は、反射の回数が増す各に振巾が減少しながら、無限小になるまで続く。しかしながら、傾斜層の場合重複反射で生じる ray の数は幾何学的に有限となる。すなわち反射した ray と境界のなす角 θ が、 $\pi/2 \leq \theta \leq \pi/2 + \theta_d$ になると、その ray は境界面に到着せず、無限遠に行ってしまう。従って、この方法による計算の有効性は最後の反射波が境界に到達する時間までに限られる。それ以後の時間のレスポンスについては、wedge の尖点からの回折波が考慮されねばならない。ここでの計算には回折波は考慮されていない。無限遠へ行く ray の振巾で表わされる値がこの計算方法の精度の限界に対応している。 α が正、すなわち down-dip 方向に伝播する場合の計算 (Fig. 17 の右図) は、 α が負、すなわち up-dip 方向に伝播する場合の計算 (Fig. 17 の左図) に比して、有効時間範囲が短く、誤差も大きい。基盤の傾斜角、 θ_d が 10° で、down-dip 方向に入射角、 α が 30° の時、傾斜層による重複反射波は初動より 2 秒以内に限られるのに対して、up-dip 方向に入射角、 α が -30° の時、重複反射波は初動より 3 秒以内に限られている。Fig. 18 に frequency domain のレス

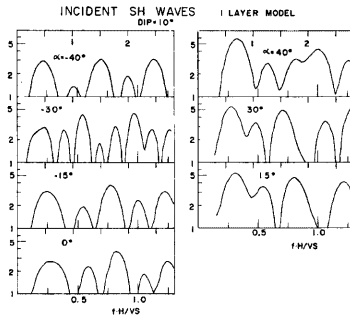


Fig. 19. Responses in frequency domain, computed for one layer model having a dip angle of 10° for incident waves with different angles.

ポンスが示されている。図中点線は無限遠への ray の振巾で表示される精度の限界である。表層と基盤の速度比の大きい地盤では、基盤の傾斜が 10° 以上の時、この方法による計算精度は余りよくない。Fig. 18 に示されるレスポンスのピーク値は精度の限界に比して十分大きいから、ピーク周波数の伝播方向による変化は傾斜構造による効果の傾向を示していると考えてもよいであろう。レスポンスの最も低周波のピーク周波数と振巾に関して、傾斜角の違いによる変化は小さいが、伝播方向の違いによる変化がより大きくあらわれている。より高周波のピークは傾斜角により大きく異なってくる。Fig. 19 に傾斜角を 10° とした時の入射角の違いによる周波数特性の変化を示す。up-dip 方向 (α が負、左図) に入射する波の場合、最も低周波のピーク周波数は入射角を多少変えても 0.5Hz 付近にある。一方 down-dip 方向 (α が正に入射する波の場合、低周波側のピークは入射角により多少変化して、0.6~0.7 Hz と 1.0~1.2 Hz にみられるが、2つのピークは余り分離されていない。垂直入射の場合のレスポンスは up-dip 方向の場合に傾角が一致している。

3章で解析された地震波の入射角は、岩盤上 O_1 点での P 波初動の particle motion の方向から、 $25^\circ \sim 40^\circ$ と推定される。 C_0 点 (地盤) および O_1 点 (岩盤) で得られた地震波のスペクトル比より推定される表層構造による S 波部分の増巾特性を、傾斜角が 10° 前後で入射角が 30° 前後の場合の数値計算結果 (Fig. 19 参照) と比較してみる。観測値と理論値の比較の際、Fig. 1 に示される様にここでの地盤では、up-dip 方向は西側、down-dip 方向は東側入射に対応する。西側入射の場合、Fig. 12 の左図において最も低周波数のピークは 0.5Hz にあり、その振巾値は 3~5 となっており、次のピークは、地震波毎にかなり異なり、1~1.5Hz の間にみられる。up-dip 方向 (α が負) へ入射する波について、数値計算された最も低周波のピークは 0.5Hz で、その振巾値は約 3 である。より高周波のピークは入射角が -30° の時、1.2Hz に顕著なピークがみられる。従って西側から入射する地震波については、このように簡単化された地盤モデルでも、1.5Hz 以下の低周波領域に限れば、計算により得られるレスポンスのピーク周波数と振巾値は観測値とほぼ一致している。一方東側から入射の場合、Fig. 12 の右図に示されるように、観測値のピーク周波数は 1~1.5Hz と 2~3Hz にあり、振巾値は 3~7 である。down-dip 方向に入射する波に対して計算されたレスポンスの最も低周波のピークは 0.6~0.7Hz にあり、その振巾値は約 5 となっており、観測値と一致しているとはいえない。

今まで計算されたモデルでは基盤までの表層の S 波速度は 0.8km/sec としているが、 S 波検層で詳細に求められている地表近傍 40m までの S 波速度は 0.32~0.58km/sec で複雑に変化している。しかしながら、地表近傍のこの微細構造は、水平構造モデルで計算した時、ここで問題としている周波数領域には殆ど影響していないことがわかっている。そこで数値計算のための地盤モデルとして、第 1 層の S 波速度は 0.58 km/sec、第 2 層のそれは 0.8 km/sec、基盤までの深さは 370m として基盤の傾斜角を 10° と考える。第 1 層の厚さは 40m 以上と推定できるが、確定することはできないので、ここでは 50m と 100m の場合について計算を行った例を示し、2層モデルとした時計算されるレスポンスの傾向を吟味する。計算に必要なパラメーターは Table 4 に示されている。レスポンスの計算例が Fig. 20 に示されている。第 1 層が傾斜していない場合のレスポンス (Fig. 20 の実線) のピークの位置は、入射方向により余り違わないが、up-dip 方向からの入射波の場合のピークは、down-dip 方向からの入射波の場合に比し、鋭くなっている。第 1 層の傾斜を考えた時、up-dip 方向入射の場合のピーク周波数と振巾は傾斜角を多少変えても余り変らない。一方 down-dip 方向入射のピークは小さな傾斜により変化する。第 1 層の厚さを 50m とした時、第 1 層底面の傾斜角、 θ_{d1} が 0 の場合に、ピークは 0.6Hz にあるが、 θ_{d1} が $1^\circ \sim 2^\circ$ の場合に、顕著なピークは 1~2Hz

Table 4. Parameters of 2 Layers' Model for Ground Structure.

Layer	Thickness (m)	Dip (deg.)	S Velocity (m/sec)	Density (g/cm ³)
1	0	0°	580	1.8
2	50-100	0°-5°	800	2.0
Base-rock	370	10°	2400	2.5

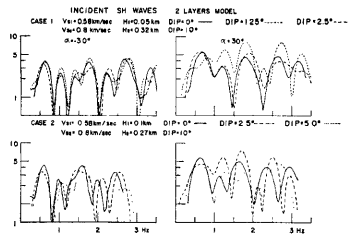


Fig. 20. Responses in frequency domain computed for two-layers' models.

にあらわれる。さらに傾斜角, θ_{a_1} を大きくすると, レスポンスのピークの位置は再び $\theta_{a_1}=0$ の場合に似てくる。このことは第1層の厚さと底面の傾斜を適当に選ぶならば観測値に近い理論値が得られるであろうということを示している。

詳細な議論を進めるには, 表層構造についての他の精度ある情報により地盤モデルの精度を高めること, および計算方法の精度と適用の限界の吟味を必要としている。

6. おわりに

この論文の目的は, 傾斜構造による S 波の増巾度特性への影響を観測により求めるとともに, その理論的推定方法を検討することにある。観測は基盤が傾斜していると推定されている京都盆地の東の山際において, 未固結な堆積地盤上と岩盤露頭上でなされた。観測で得られた地震動データの解析結果は次の様にまとめられる。

1. 岩盤上での地震動を, 地表効果を除いて, 基盤入射の地震動に等しいと考え, 地盤および岩盤での地震動特性の比較により, 表層構造による S 波の増巾特性が推定された。 S 波の radial 成分と transverse 成分のスペクトルの2地点間の比(地盤/岩盤)を求めた時, そのピーク周波数や振幅値は地震毎に大きくばらついている。これは S 波部分の震動を SV 波と SH 波に単純に分離することが困難であることによる。ここでは2地点間の S 波部分の震動特性の比較のために, エネルギースペクトルの平方根 $\sqrt{E_s}$ ($=\sqrt{S_R^2+S_T^2}$, S_R , S_T : radial, transverse 成分のスペクトル) が定義された。

2. 浅い震源を有する地震波 ($24\text{sec} > t_{S-P} > 13\text{sec}$, $4.6 > M > 3.6$) の解析では, 地盤と岩盤の $\sqrt{E_s}$ の比, $a\sqrt{E_s}$ は震央方向に依存して異なったピーク周波数を示している。すなわち西側(盆地側)からの地震波の場合, 最も低周波数は0.5Hz附近に対して, 東側(山側)からの場合, ピーク周波数は1~1.5Hz附近にみられ, より高周波数となっている。

3. 深発地震波の場合, $a\sqrt{E_s}$ のピーク周波数は震央方向により顕著な変化を示していない。深発地震波の例が少なく詳細な議論はできないが, 地震波の入射角が小さい時, 到来方向による震動特性の変化は小さいと考えられる。

傾斜構造を有する媒質での平面 SH 波入射に対する seismic effect について, 2次元モデルで ray theory を用いた近似法による数値計算が試みられた。基盤の傾斜を 10° として, 表層を1層 ($H=0.37\text{km}$, $v_S=0.8\text{km/sec}$) とした場合と2層 ($H_1=0.05\sim 0.1\text{km/sec}$, $H_1+H_2=0.37\text{km}$, $v_{S_1}=0.58\text{km/sec}$, $v_{S_2}=0.8\text{km/sec}$) とした場合の地盤モデルの数値計算がなされた。観測値と理論値の比較により次のことが指摘される。

1. 西側(盆地側)からの入射波は up-dip 方向の伝播波に相当し, この場合表層構造を1層と考えても2層考えても低周波成分に関しては理論値は比較的よく観測値と一致している。

2. 東側(山側)からの入射波は down-dip 方向の伝播波に相当し, この場合1層モデルでは理論値は観測値に一致しないが, 2層モデルで第1層の厚さと傾斜の適当に変えることにより, 観測値に比較的一致す

る理論値が得られる。

計算精度の問題および地盤構造の推定の問題は今後の検討を必要としている。

おわりにこの論文の準備において多くの御協力をいただいた京都大学防災研究所、赤松純平氏に深く感謝する。また観測に御協力下さった西正男技官、小林年夫技官に心から御礼申し上げます。

なおデータ処理には京都大学防災研究所防災科学資料センター FACOM230-25 を使用した。数値計算には京都大学大型計算機 FACOM230-75 を使用した。本研究の費用一部は文部省災害科学特別研究費による。

参 考 文 献

- 1) Kanai, K.: Relation between the Nature of Surface Layer and the Amplitude of Earthquake Motions, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 30, 1952, pp. 31-37.
- 2) Ishii, H and R. M. Ellis: Multiple Reflection of Plane *SH* Waves by a Dipping Layer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 60, 1970, pp. 15-28.
- 3) Ishii, H and R. M. Ellis: Multiple Reflection of Plane *P* and *SV* Waves by a Dipping Layer, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* Vol. 20, 1970, pp. 11-30.
- 4) Rogers, A. M. and C. Kisslinger: The Effect of a Dipping Layer on *P*-Wave Transmission, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 62, 1972, pp. 301-324.
- 5) Tsukuda, T: Model Seismology on a Dipping Layer, *J. Phys. Earth*, Vol. 20, 1972, pp. 341-356.
- 6) 畠山直隆・芹生正己：表層の形状が表層の振動におよぼす影響について，*Proc. 3rd Japan Earthq. Eng. Symp.*, 1966, pp. 37-42.
- 7) 瀬尾和夫：基盤の形状による表層地盤の増巾特性，*日本建築学会学術講演梗概集*，昭44. 8.
- 8) 孤崎長琅・後藤典俊・岩崎好規：地震波探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題，*京都大学防災研究所年報*，第14号 A, 昭46. 4, pp. 203-205.
- 9) 後藤典俊・孤崎長琅：大孔径孔中受震器の試作，*京都大学防災研究所年報*，第15号 B, 昭47. 4, pp. 1-6.
- 10) 孤崎長琅：京大・宇治構内の地下構造と地震波速度の分布，*京都大学防災研究所年報*，第13号 A, 昭45. 3, pp. 175-196.
- 11) Irikura, K and J. Akamatsu: Earthquake Motions Observed on Ground and Rock, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.*, Vol. 24, No. 4, 1974, pp. 263-280.
- 12) Spencer, T. W. and D. J. Bhamhani: Dip-Dependent Reverberation Operator, *Geophysics*, Vol. 40, 1975, pp. 426-442.
- 13) Phinney, R. A.: Structure of the Earth's Crust from Spectral Behavior of Long-Period Body Waves, *J. Geophys. Res.*, Vol. 69, 1964, pp. 2997-3018.
- 14) Hron, H and E. R. Kanasevich: Partial ray expansion required to suitably approximate the exact wave solution, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, Vol. 36, 1974, pp. 607-626.