

(49) 3次元不整形堆積地盤のNear-field地震動特性

ハザマ技術研究所 上林 宏敏

1. まえがき

堆積地盤において理論的に地震動を予測する場合、計算機や計算手法の発展に伴って2, 3次元的な広がり方を考慮した、より現実的な地下構造を計算モデルとして扱うことが可能になってきている。一方、この様な地下構造のモデル化に加えて、入射波の設定も予測に対して重要な要素であることが "Ashigara valley blind prediction"¹⁾ に関する一連の研究^{2), 3)} において報告されている。本報では先ず、足柄平野を対象に平面波入射による不整形堆積地盤の地震動を予測した。その結果、表面波による後続波群において、波形の振幅や位相が観測記録と異なることが確認された。そこで、入射波の設定が堆積盆地の地震動に及ぼす影響について調べるため、平面波入射による応答波形と波面の曲率やradiation pattern等の震源を考慮した場合の応答波形の比較検討を行う。

2. 足柄平野における地震動予測とその結果

足柄平野(図-1)は、北西-南東方向に12Km、北東-南西方向に4Kmの広がりを持つ細長い沖積平野である。本地域はESG国際シンポジウム¹⁾のblind predictionのテストフィールドに指定された。今回、解析対象とした地震の概要は、発震日時;1990年8月5日 07:13:02, 震源地;箱根湯本付近の地下13.6Km, マグニチュード5.1である。図中の鎖線に示すように三つの観測サイト(KR1, KS1, KS2)は、東西のほぼ直線上に位置している。この鎖線直下での推定地下構造を図-2に示す。入射波を設定するため、KR1地点での観測波形に0.1~1.0Hzのバンドパスフィルターを掛けた波形と軌跡を図-3に示す。直達S波による主要な位相部分の軌跡を見ると、水平成分及びN-S成分が卓越しているのが分かる。従って、これらの粒子軌跡及び観測点の位置関係から計算モデルとしては、図-2に示す2次元地下構造へSH波が入射角13°(深度1km以上の層構造による入射波の屈折及び震源と観測点間の位置関係から幾何学的に求めた)で入射する問題を考える。更に、上述の地下構造モデル(bモデルと定義する)の他に地下構造モデルの違いが地震動に及ぼす影響を調べるため、①bモデルの最下境界面を無視し、S波速度800m/sの層を半無限基盤層とした場合の4層モデル(cモデル)と②bモデルに示す各観測点直下の地下構造を平行成層と見なした場合の1次元地下構造モデル(dモデル)の二つについても地震動予測を行う。平野内の地震動は次の手順により求める。b~dモデルへ平面波が入射した場合の三つの観測点の周波数

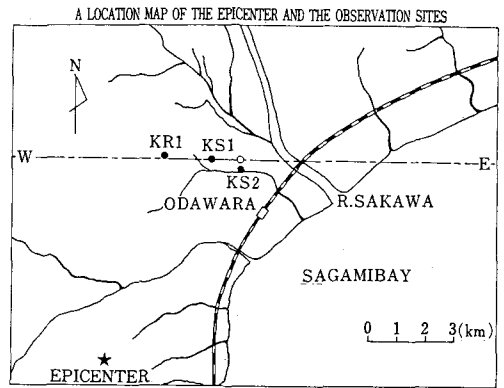


図-1: 地震動観測サイトと震央位置

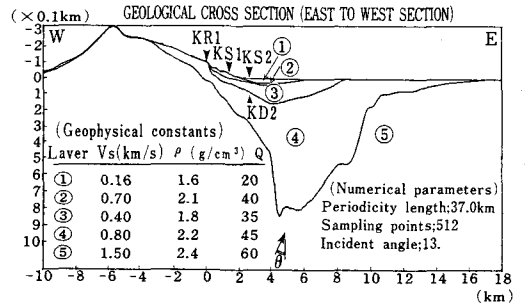


図-2: 東西方向地質断面図と地盤特性

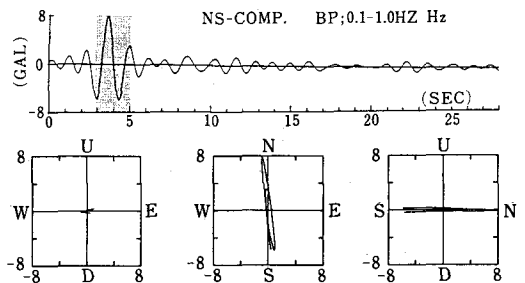


図-3: 岩盤露頭上サイトでのバンドパスフィルター波形と粒子軌跡

応答をAL法⁴⁾により計算する。そして、堆積層による影響が小さいと考えられるKR1地点での応答でKS1, KS2地点での応答を標準化しKR1地点での地震動に対する伝達関数を求める。時間応答は、これら伝達関数と図-3に示した波形のフーリエ変換との積を逆変換することで求める。

図-4は、各観測点での観測波形(a)と三つのモデル(b, c, d)から計算された予測波形の比較を示す。KR1, KS1は後続位相の振幅が小さいことから分かる様に、堆積層による影響が少ない。二つの予測地点での計算波形と観測波形を比較すると、初動部の波形において計算モデルの違いによる差はあまり見られず観測波形と比較的一致している。しかし、KS2の観測波形は初動部(図中に示す1の部分)の後に比較的大きな振幅を持つ波群(2及び3)が見られ、地下構造の影響により他のサイトの観測波形とは異なった特徴を示している。これらの波群(1~3)は、深い二次元的な地下構造を考慮したb波形においても振幅がやや小さいもののほぼ再現されている。しかし、cやd波形にはこれらの後続位相に対応する波群を見ることができない。これらの結果は、平野内のやや長周期地震動予測には(少なくとも)二次元的な地下構造及び数百メートル以深に存在する不規則な境界面を考慮する必要があることを示している。しかしながら、bモデルにおいても波群3の位相の対応が波群1, 2に比べ悪く、振幅も計算波形の方が大きくなっている。そこで、波群3について調べるため、bモデルへ中心周期2.2秒のRicker waveletが入射した場合の地表応答波形を図-5に示す。図より、KS2において直達波(I-phase)の後、20秒付近から二つの顕著な位相(S-, S'-phase)が見られる。これらの位相は、堆積層東端部で発生したラブ波が西方向に伝播し、それが西端部で反射してきたものであることが分かる。そこで、S-phaseが到達する時間を調べると、直達波の到達後約12.5秒となった。この時間は、図-4に示す波群1, 3それぞれの初期部分の時間差とほぼ一致する。従って、KS2地点の観測波形の16秒以後に見られる位相は平野内を伝播するラブ波であると考えられる。一方、このような境界面の不規則性により生ずる表面波は、入射波の種類や入射角に大きく影響すると考えられる⁵⁾。故に、前述の波群3における振幅値の相違の一因は、震源が近いにも拘らず波面の曲率やradiation pattern等の震源の効果を考慮していないことが考えられる。次に、上記について別のモデルを用いて調べる。

3. 震源モデルと平面波入射モデルによる堆積盆地の地震動

表-1の地盤特性を持つ3次元堆積盆地モデル(表層と基盤層の境界面の形状は図-6b, cに示す。地表面はフラットである)を対象に、平面波入射と断層震源からの放射波による地震動の比較を行う。震源モデルは矩形の断面を

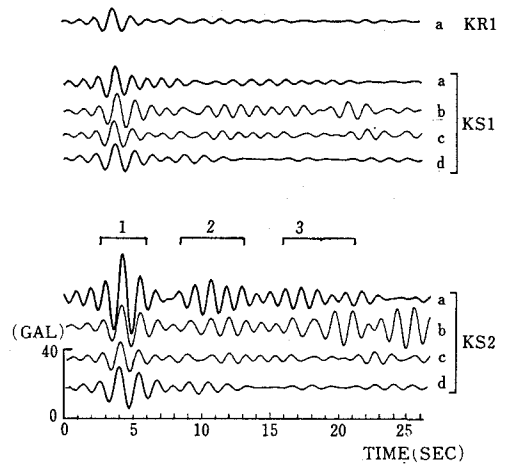


図-4：観測波形(a)と予測波形(b, c, d)の比較

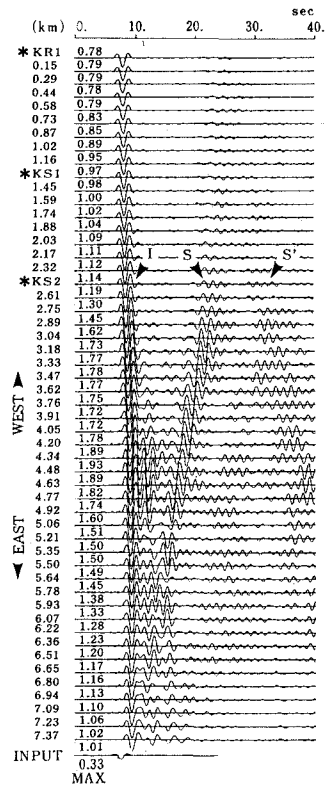


図-5：2次元多層堆積地盤モデル(図-2)の地震動応答

表-1：地盤特性

	Layer	Half-space
P-wave velocity(km/s)	2.0	4.0
S-wave velocity(km/s)	0.7	2.0
Density(g/cm ³)	1.8	2.5

持つ vertical dip slip形式のハスケルモデルである。断層パラメータは、断層長さ； $L=2.4\text{km}$ ，断層幅； $W=1.2\text{km}$ ，破壊伝播速度； $C=1.2\text{km/s}$ とした。また、震源深さは 4.5km とした。平面S波入射による地震動応答を求める手順を図-6 a, bに示す。平面波入射による応答は、入射波形を求める系(a)と盆地上の地震動を求める系(b)の二つに分けて計算する。最初に図(a)において、無限体中の断層震源による不規則境界面と等価な位置 $\xi(x, y)$ (ξ は境界面の関数形)でのX成分の地震動分布； $V_i(x, y, \xi, t)$ を求める。次に、堆積盆地地表上の或る地点 $(x, y, 0)$ の地震動 $V_P(x, y, 0, t)$ は、 $V_i(x, y, \xi, t)$ を基盤層からの平面S波入射と見なした時の応答として求められる(図(b))。この手順を各観測点毎に行うことで、平面波入射による盆地各点の地震動が求まる。一方、震源-堆積盆地一体系による応答を $V_S(x, y, 0; t)$ とする(図(c))。震源時間関数としてはrise timeが2秒のtaperをつけたramp関数を用いる⁶⁾。

図-7 (b, c, d)に上述の地震動(速度)応答 V_S と V_P の比較を、X軸に平行な3測線上に対して示す。各時間軸左下に示す値は、波形振幅の最大値である。図(a)は断層により生じた対称軸($Y=8.75\text{km}$)上での散乱波であり、無限体中における観測波形 V_i と同じである。図(b, c, d)より、 V_S 、 V_P の波形共に直達波群Iと後続波群L, Rにより構成されている。これら後続波群は、Y方向に伝播するラブ波とX

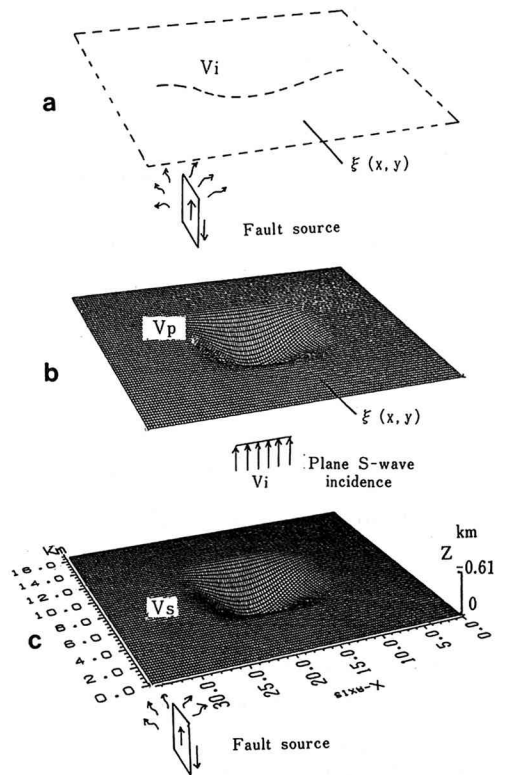


図-6：平面波入射モデル(a,b)と断層震源モデル(c)による地震動計算手順

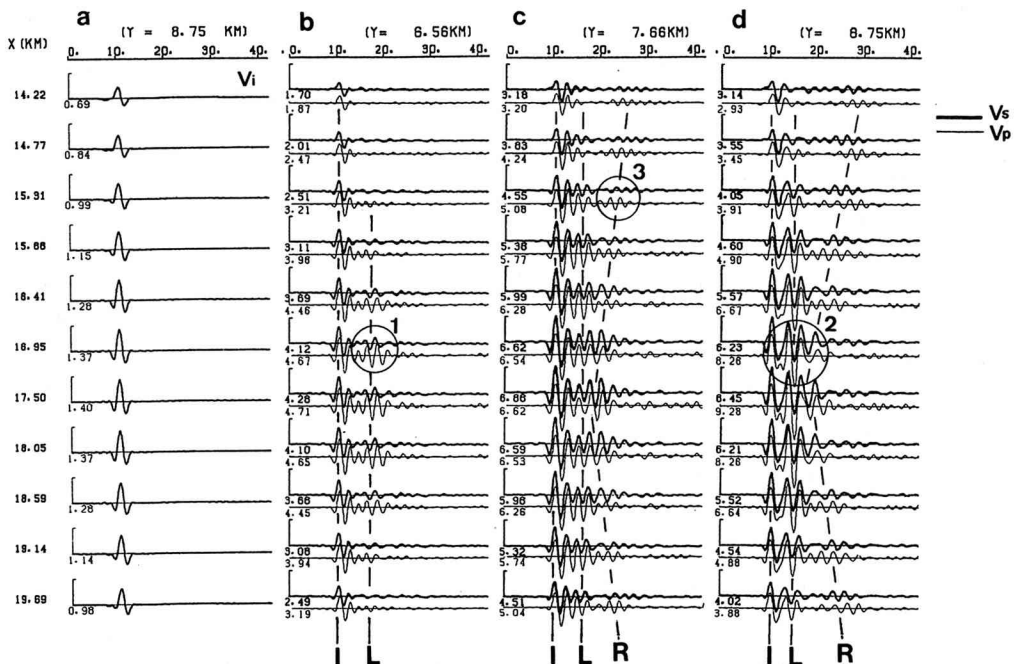


図-7：断層震源モデル(太線)と平面波入射モデル(細線)による地震動応答の比較

方向に伝播するレイリー波である⁶⁾。直達波群 I については、何れの観測点においても波形、振幅共に両者に違いが見られない。しかしながら、1) 表面波による後続波群について、 O^{1-3} で囲まれた位相に見られるように殆どの観測点において平面波入射による振幅 VPの方が大きく、後続波群の継続時間も長くなっている。更に、2) 図(c)の波群 Rの到達時間において、VSよりVPの方が数秒程度早くなっている。これら1, 2)の原因を図-8を用いて説明する。震源を考慮した場合、盆地への入射S波(図の破線)の振幅はradiation patternにより震央から離れるほど振幅が小さくなるが、平面S波(図の実線)の振幅は一定である。更に、震源を考慮した場合のwavefront(波面)は曲率を持つので、平面波入射のwavefrontの到達時間に比べ遅くなる(幾何学的に計算するとS波に対して1~2秒)。すなわち、VSとVPの後続波群の振幅や位相のずれによる違いは、L, R波群の生じる盆地端部付近への入射波が振幅や到達時間において空間的に異なっているためと考えられる。

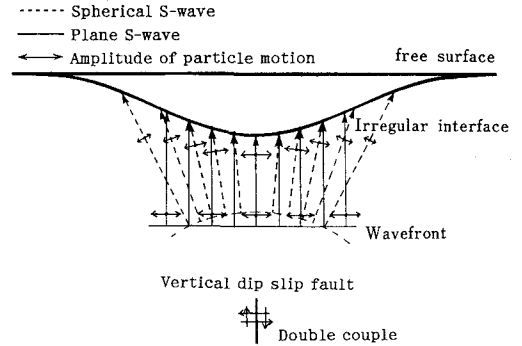


図-8：平面波と球面波の波線と振幅

4. まとめ

本報では足柄平野を対象に、平面波入射による2次元堆積盆地の地震動を岩盤露頭上の観測記録から予測し、実際に堆積地盤上で観測された記録と比較検討した。その結果、数百メートル以深の2次元の地下構造を考慮することで観測記録の特徴をほぼ再現することができた。しかしながら、表面波による後続波群において、波形の振幅や位相に違いが見られた。そこで、入射波の設定が堆積盆地の地震動(特に、後続位相部分)に及ぼす影響について調べるため、平面波入射による応答波形と震源を考慮した場合の波形の比較を行った。その結果、以下のことが分かった。

入射波に依らず地震動応答の後続波群は、盆地内で2次的に生じた表面波により構成される。しかしながら、平面波入射を仮定した場合と震源を考慮した場合とでは、後続波群の波形の振幅が異なり、位相にずれが生じる。これらの原因として、前者についてはradiation patternが、後者についてはwavefrontの曲率が影響している。

なお、本論で用いた地震動観測記録はESGシンポジウム¹⁾に際して配布されたデータを用いた。

著者連絡先：〒305茨城県つくば市荻間字西向515-1 ハザマ技術研究所 研究第1部

<参考文献>

- 1) Proceedings of the International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motions, IASPEI/IAEE Joint Working Group on ESG, Vol. I, II, III, 1992
- 2) 1)のVol. III, p.43
- 3) Arben Pitarka et al.: SH-wave propagation in sedimentary basin generated by a realistic double couple source, 地震学会秋季大会予稿集, p.140, 1992
- 4) 堀家正則：複数の曲がった境界を有する減衰のある媒質の地震動応答計算法へのAL法の拡張とそれを用いた堆積盆地の特性, 地震, 第40巻, pp.247-259, 1987
- 5) BARD, P.-Y. et al.: The seismic responses of sediment-filled valleys Part1. The case of incident SH waves, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.70, pp.1263-1286, 1980
- 6) UEBAYASHI, H. et al.: Seismic motions in three-dimensional arbitrary-shaped sedimentary basins due to a rectangular dislocation source, J. phys. Earth, Vol.40, pp.223-240, 1992