

3次元直接境界要素法による震源断層—不整形地盤系の応答解析と 震源断層近傍地震動の渦現象

A Direct 3 Dimensional Boundary Element Method of Analysis of Fault-Ground System with Laterally
Inhomogeneous Layered Media and Vortex of Seismic Wave Field Near A Fault

原田 隆典¹・黒田 拓氏²・山上 武志³

Takanori HARADA, Takuo KURODA, and Takesi YAMAGAMI

¹ 工博 宮崎大学教授 工学部土木環境工学科 (〒889-2192 宮崎市学園木花台西1-1)

² 工修 日本建設コンサルタント株式会社 (〒141-0022 東京都品川区東五反田5-2-4)

³ 工修 株式会社東京鐵骨橋梁 (〒108-0023 東京都港区芝浦4-18-32)

In this paper, to develop a computer simulation method for the fault-ground system with laterally inhomogeneous layered media, a direct 3-dimensional boundary element method is combined with the seismic waves radiated from a extended rupturing fault based on a kinematic source model. By using the developed method, it is found that the seismic wave field on free field ground surface near a strike slip fault is like a vortex of sea water. It is also found that the characteristics of motions change greatly in relating with the position of a valley shaped sedimental layered media and the fault rupture.

Key Words : seismic ground motions, kinematic source model, boundary element method, seismic waves, vortex

1. まえがき

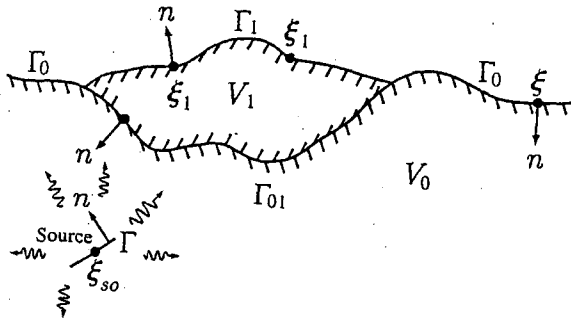
地表の地震動は、震源断層で発生した地震波が地層を伝播し、地表まで到達した結果として現われる地盤の揺れである。したがって、構造物の耐震設計や都市の地震防災対策で必要とされる強震動波形やその特性を評価する際には、このような震源断層破壊によって生じた地震波の伝播過程を考慮した数理モデルの開発が必要となる。

数理モデルに基づく地震動波形の合成法に関する研究は、主に地震学分野で発展してきた。この広範な研究現状は、他の論文¹⁾に詳しく述べられているが、ここでは観測記録が皆無に等しくその特性があまりわかっていない震源断層近傍の地震動を震源断層—3次元不整形地盤系とした数理モデルによって模擬することに絞ると、現状では差分法による研究^{2),3),4),5)}が主流になっているようである。しかし差分法では、無限に広がる領域のモデル化ができないこと、材料減衰の導入や数値計算精度の改良等にまだ問題が残されている。一方、無限領域への波動伝播を解析的に考慮できる境界要素法は、差分法や有限要素法に比べて計算機容量の面で弱点があるものの、高速多重極法等の新しい計算アルゴリズムを導入することによって解決できる展望が開けている⁸⁾。これまで境界要素法を用いた3次元波動問題の研究では、平面波入

射による3次元不整形地盤の解析を扱ったものが主流で、震源断層からの地震波を考慮した研究は少ない^{6),7)}。しかし震源断層近傍では、振幅の違うあらゆる種類の波があらゆる方向から入射するため、震源断層—不整形地盤系を一体とした解析が不可欠となる。

境界要素法には、本論文の第2章に整理しているように、運動学的断層モデルを用いた震源断層—不整形地盤系が厳密に積分方程式系として定式化でき、これらが離散化され解析できるという数理的厳密性とエレガント性がある。計算機容量の弱点も計算機能力の急速な進展や上記のような高速計算アルゴリズムの開発等を考慮すれば、近い将来解消されるものと思われる。

そこで本研究では、解析法としては目新しいものではないが、これを震源断層近傍での構造物の耐震設計入力地震動評価という工学問題に適用することを目的に、3次元直接境界要素法によって震源断層—不整形地盤系を解析するための厳密な定式化を整理し、数値計算例を示す。本研究の数値計算例は、用いた計算機容量の制限のため、周期3秒以上の長周期地震波を対象とするが、これらには断層永久変位も含まれ、震源断層近傍の幹線パイプラインや長大橋等の長周期重要構造物への断層変位の影響を含むこれら長周期構造物の応答挙動の把握や耐震安全性検討のための入力地震動に利用できる。数値



図一 震源断層—不整形地盤系とその記号

計算例では、横ずれ断層と溺れ谷地形を有する洪積堆積層の幾何学的な位置関係によって地表における地震動の最大値分布が変わる様子を示すと共に、震源断層近傍の地表面地震動の時空間分布を調べ、地震波は台風の雲の動きのように渦を巻きながら伝播し地表面地震動の時空間分布特性が極めて複雑であることを示す。

2. 震源断層—不整形地盤系の積分方程式表示

本章では、堆積層が多層になっても一般化できるが定式化とその記号を簡単化するため、図一に示すような震源断層を含む2層から成る不整形3次元地盤を対象として、振動数領域における積分方程式系を示す。図一に示すように境界面の単位法線ベクトル n を定義し、3次元弾性波動方程式の積分方程式表示における外部問題の定式化を用いると⁸⁾、震源断層を含む弾性体 V_0 においては、次の積分方程式が成立する。

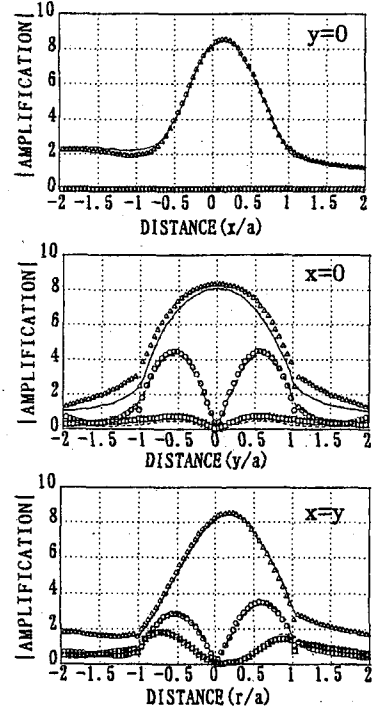
$$\int_{\Gamma_0+\Gamma_{01}} [H_{mk}^0(x|\xi, n, \omega) u_m(\xi, \omega) - G_{mk}^0(x|\xi, \omega) \times$$

$$T_m(\xi, n, \omega)] d\Gamma(\xi) + u_k^{(in)}(x, \omega) = c(x) u_k(x, \omega) \quad (1)$$

ここに、 x, ξ はそれぞれ観測点と荷重点を表し、両者は境界 $(\Gamma_0 + \Gamma_{01})$ 上にあるものとする。滑らかな境界の場合、 $c(x) = 1/2$ である。また、 $u_m(\xi, \omega)$ と $T_m(\xi, n, \omega)$ は m 座標軸方向の変位と表面応力をそれぞれ表す。 $H_{mk}^0(x|\xi, n, \omega)$ と $G_{mk}^0(x|\xi, \omega)$ は、無限領域の弾性体において荷重点 ξ の k 軸方向に単位荷重が作用したときの観測点 x における m 軸方向の表面応力と変位を意味し、これらは表面応力グリーン関数と変位グリーン関数と呼ばれるものである⁸⁾。これら関数の上添字0は、これらの関数が弾性体 V_0 において求められる物理量であることを示す。

式(1)の $u_k^{(in)}(x, \omega)$ は、震源断層が無限領域の弾性体中に存在するとして求められる観測点 x における地震波の k 軸方向変位を表す。震源断層面において表面応力は連続で、変位が不連続(食い違い)であるとする、この場合も外部問題と内部問題の定式化を用いると、次式

- u : This study — u : Sanchez-Sesma (1989)
 △ v : This study — v : Sanchez-Sesma (1989)
 ○ w : This study - - - w : Sanchez-Sesma (1989)



図二 既往の研究結果¹³⁾との比較 ($\eta=0.5$)

のように求められる⁹⁾。

$$u_k^{(in)}(x, \omega) = \int_{\Gamma} m_{ij}(\xi_{so}, n, \omega) \frac{\partial G_{ki}(\xi_{so}|x, \omega)}{\partial \xi_{soj}} d\Gamma(\xi_{so}) \quad (2)$$

ここに、 ξ_{so} は震源断層上の位置を、 $m_{ij}(\xi_{so}, n, \omega)$ は地震モーメントテンソルを意味する。上式は運動学的断層モデルによる観測点 x における地震波変位を与える基礎式であり、具体式は文献¹⁰⁾に詳しいが、直交座標系における振動数—波数領域の解析解は文献^{11), 12)}に記載されている。

最後に堆積層に相当する弾性体 V_1 においては、内部問題の定式化を用いて次の積分方程式が成立する。

$$\int_{\Gamma_1+\Gamma_{01}} [G_{mk}^1(x|\xi_1, \omega) T_m(\xi_1, n, \omega) - H_{mk}^1(x|\xi_1, n, \omega) \times u_m(\xi_1, \omega)] d\Gamma(\xi_1) = c(x) u_k(x, \omega) \quad (3)$$

ここに滑らかな境界の場合、 $c(x) = 1/2$ である。また x と ξ_1 は境界 $(\Gamma_1 + \Gamma_{01})$ 上の位置を表す。変位グリーン関数と表面応力グリーン関数の上添字1はこれらの関数が弾性体 V_1 の物性値を持つ無限領域の弾性体における物理量であることを示す。

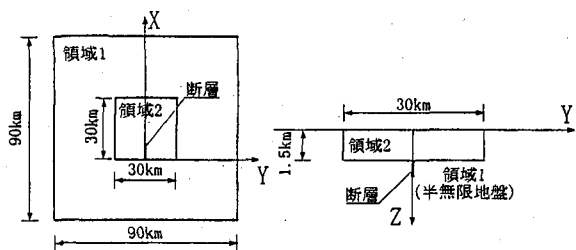


図-3a 横ずれ断層-矩形溺れ谷地盤モデル

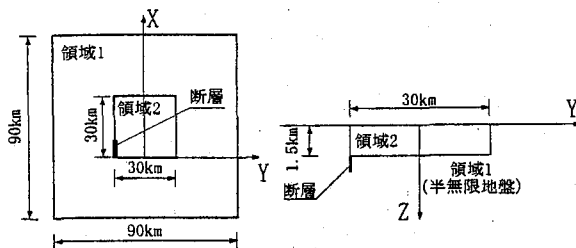


図-3b 横ずれ断層-矩形溺れ谷地盤モデル

表-1 解析で用いた矩形谷地盤モデルの物性値

	P波 速度 [m/sec]	S波 速度 [m/sec]	密度 ρ [t/m ³]	減衰定数 D
領域1	6000	3500	2.8	0.00125
領域2	2800	1600	2.3	0.00333

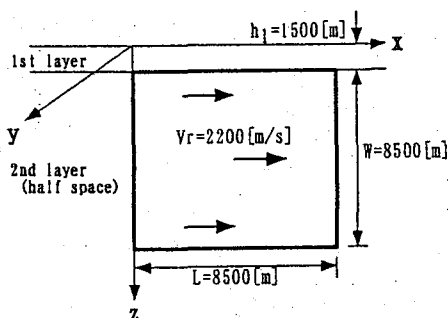


図-4 解析で用いた横ずれ断層モデル

以上のように図-1に示すような震源断層-不整形地盤系における地震波問題は、積分方程式によって厳密に表すことができる。これらの式(1)と式(3)の積分方程式の境界条件は、地表面で応力が零並びに、弾性体 V_0 と V_1 の接触している境界 Γ_{01} 上で変位と応力が連続であるという条件である。このような積分方程式を境界要素法によって離散化しこれらの境界条件を加味すると、境界上の未知変位と未知応力を求めることができる。積分方程式では、無限領域への波動伝播は解析的に考慮されており、さらにこれら積分方程式を離散化して解くための境界要素法の研究も完成していること⁸⁾(計算機容量の点において弱点を有するが、第1章に述べたようにこれも解消できる高速計算アルゴリズムが開発されつつある

表-2 解析で用いた横ずれ断層の震源パラメータ

地震モーメント M_0	[N·m] ([dyne·cm])	2.230×10^{17} 2.230×10^{24}
立ち上がり時間 τ	[sec]	0.3
断層長さ L	[m]	8500
断層幅 W	[m]	8500
破壊伝播速度 v_r	[m/sec]	2200
断層上端深さ z_{so}	[m]	0.0
走向角度 ϕ	[°]	0.0
傾斜角度 δ	[°]	90.0
食い違い角度 λ	[°]	0.0
破壊伝播タイプ		Type 1

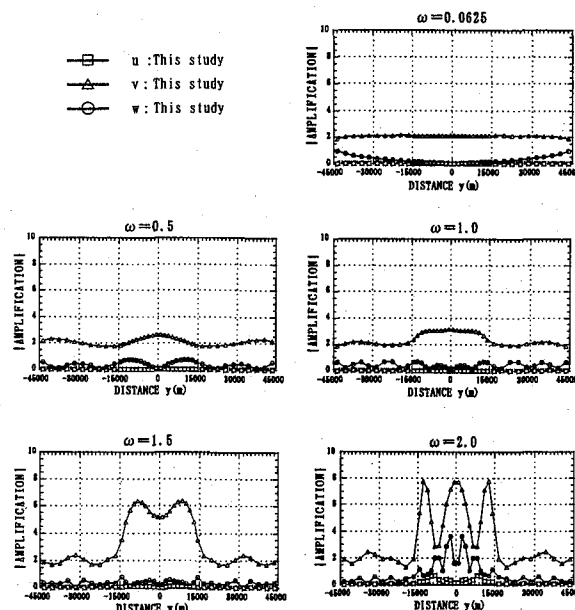


図-5 5つの振動数毎における矩形谷中央を通るy軸に沿う地盤の増幅倍率変化

8)。)を考えた場合、震源断層-不整形地盤系の数値計算に境界要素法を用いることは数理的厳密性とエレガント性を有する方法であることがわかる。

3. 研究で用いた境界要素法プログラムの検証

境界面を矩形または3角形要素で離散化し、各要素内で変位と表面応力が一定であると仮定する一定要素を用いた境界要素法をここでは使った。無限領域の弾性体におけるグリーン関数を用いているので地表面も離散化する必要がある一方、地表面の地形が水平でない不整形地盤に対しても本研究のプログラムは使用できる。境界要素法のプログラム検証のために、半球形の堆積層が半無限弾性体中にあるような地盤に下方から30度の角度で単位振幅のSH波が入射される場合の地表面における応答倍率を計算した既往の研究結果¹³⁾と比較する。

図-2はその比較を示している。座標軸等は論文¹³⁾と

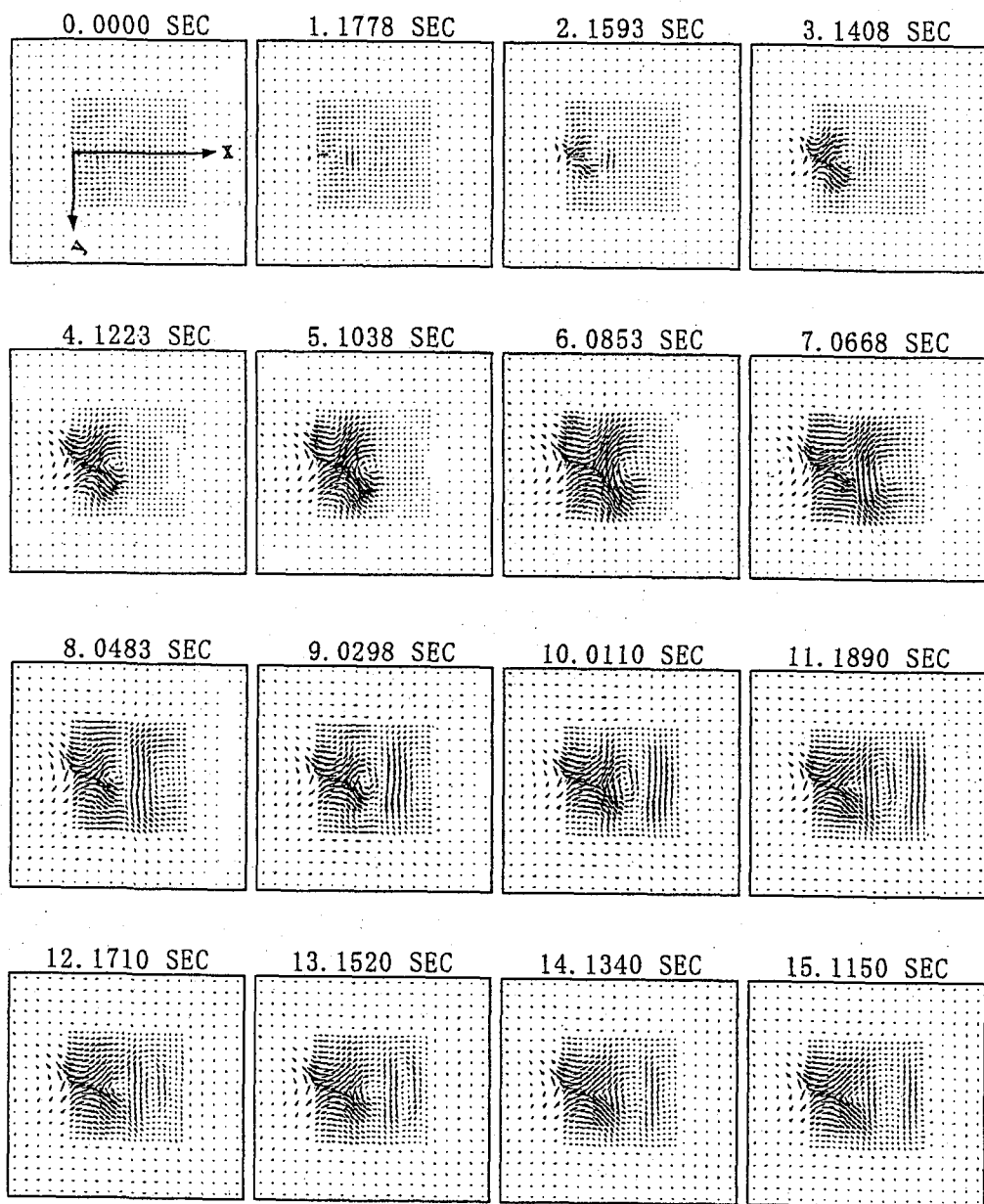


図-6a 地表面水平変位ベクトルの時間変化(矩形溺れ谷の中央下に横ずれ断層が存在する場合)

同じであるのでここでは省略するが、図-2は既往の論文¹³⁾で定義されている無次元振動数 $\eta=0.5$ における地表面の変位応答倍率の比較を示している。既往のものとよく一致する結果が得られている。ただし、 $x=0$ の v 成分では、わずかな差が認められる。その原因についてはよくわからないが、用いた要素の大きさに原因があると思われる。またここでは省略するが半球形の堆積層の物性値を徐々に半無限地盤のものに近づける等の検討でもその挙動は妥当なものを得られており、使用するプログラムの検証ができていているものと思われる¹⁴⁾。

4. 横ずれ断層—矩形の溺れ谷地盤の地表面地震動

4. 1 横ずれ断層—矩形の溺れ谷地盤モデル

図-3a,bに示すように半無限地盤中に鉛直横ずれ断層があり、その上に矩形の溺れ谷地盤が存在するような震源断層—不整形地盤系モデルを想定する。鉛直横ずれ断層が溺れ谷地盤の下方中央に存在する場合 (a) と下方左端に存在する場合 (b) の2つのケースを解析し、横ずれ断層と溺れ谷地形を有する洪積堆積層の幾何学的な位置関係によって地表における地震動がどのように変化するかを調べた。モデル地盤の物性値は、表-1に示すように震源断層が存在する半無限地盤のS波速度は、 3.5km/s であり標準的な地殻の硬さである。矩形の谷地盤のS波速度は、 1.6km/s で地殻よりもかなり軟らかではあるが、中程度の硬さの岩盤であり、これが水平成層地盤構造であればそのS波の1次固有振動数 ($2\pi C_s/(4H)$)

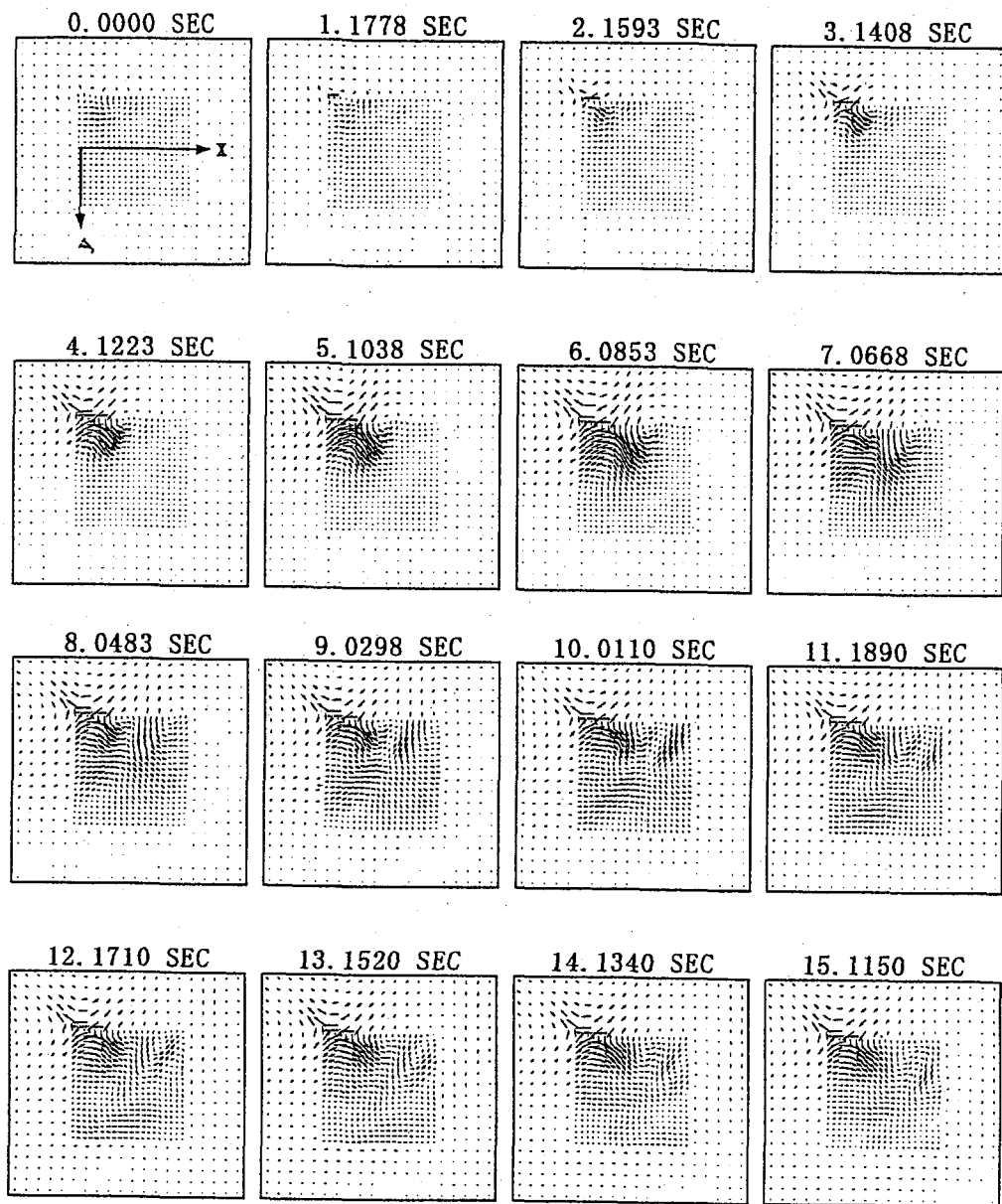


図-6b 地表面水平変位ベクトルの時間変化 (矩形溺れ谷の左端下に横ずれ断層が存在する場合)

は 1.7 rad/s ($=2\pi \cdot 1.6 / (4 \times 1.5)$) となる。半無限地盤の方は、 $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ 、矩形谷地盤の方は、 $1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km}$ の正方形の一定要素で境界を分割した。要素の大きさと地盤物性値を考慮し、解析した地震動の振動数は 2 rad/s までを対象としている。

震源断層は、図-4に示すような $8.5 \text{ km} \times 8.5 \text{ km}$ の矩形断層で、震源メカニズムは断層の左端から一様に破壊が伝播する横ずれ断層とした。この震源断層の震源パラメータを表-2に示すが、この震源断層モデルは1966年パークフィールド地震に対してBouchon(1979)¹⁵⁾が決めたものを採用している。この震源断層モデルを用いてHaradaら(1999)¹¹⁾は観測加速度波形との比較を行い、震源断層と水平成層地盤の相互作用によって波形特性が

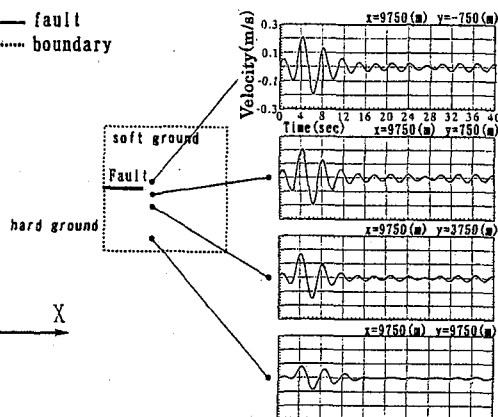
大きく影響を受けることを示している。

4. 2 地表面の増幅特性

震源断層から放射される地震波による応答特性を見る前に、図-3の不整形地盤に単位振幅のSH波 (y 軸方向の変位のみ) が鉛直下方から入射したときの矩形谷中央を通る y 軸に沿う地表面応答倍率の変化を見ておく。振動数 0.0625 rad/s から 2.0 rad/s の5つの振動数毎の y 軸に沿う地表面応答倍率の変化を図-5に示す。最も低い振動数 0.0625 rad/s では y 軸方向変位の応答倍率 (三角印) は2とほぼ一定であり、鉛直方向である z 軸方向変位の倍率 (丸印) に関しては外領域1の端の方でやや増加しているが、溺れ谷のある中央付近では、 x 軸、 z 軸方向変

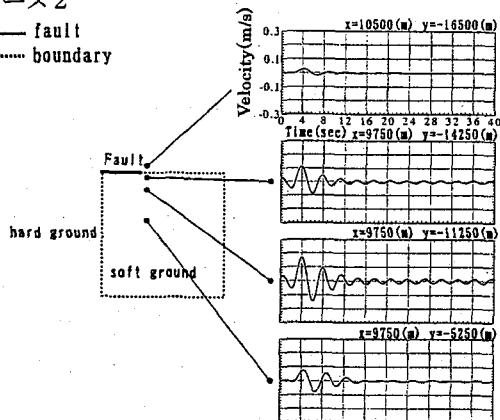
① ケース 1

— fault
..... boundary



② ケース 2

— fault
..... boundary



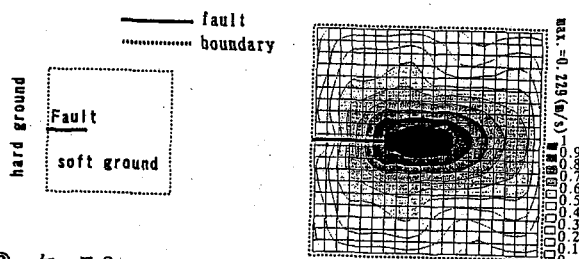
図一七 断層破壊終了付近の4地点における断層直交方向の速度波形の比較

位の倍率（四角印と丸印）はほぼ零を示しており、これらは理論から予測されるもので、正しい数値計算ができているものと思われる。振動数が0.5rad/sずつ増加して行くと、溺れ谷の堆積層による増幅が見られるようになり、鉛直方向の増幅も現れている。溺れ谷の増幅率はy軸に沿って異なっており、振動数が高いほど場所による増幅倍率の違いが大きい。水平成層地盤の場合、S波の1次固有振動数（1.7rad/s）での増幅率は基盤と表層のインピーダンス比の2倍で近似できるが、この増幅率の値は5.3（ $=2 \times 2.8 \times 3.5 / 2.3 \times 1.6$ ）となる。しかし、溺れ谷の場合の増幅率は図一五から6から8倍程度とやや大きめの値が得られており、溺れ谷内部に波動が閉じ込められる効果が現れているものと思われる。

SH波の鉛直入射という単純な入射条件にも関わらず、溺れ谷の内部の増幅倍率の場所的（空間）変化が大きい。入射角や入射波の種類によって溺れ谷内部の増幅率の場

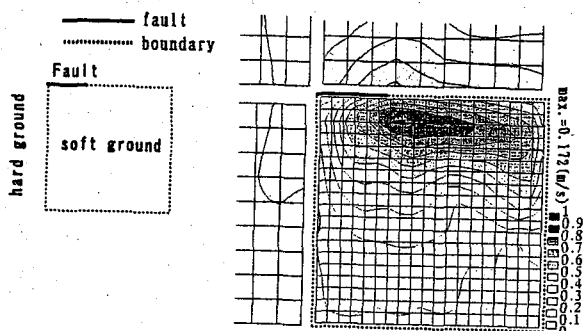
① ケース 1

— fault
..... boundary



② ケース 2

— fault
..... boundary



図一八 震源断層近傍の地表面における断層直交方向の最大速度分布の比較

所的变化は著しく変わるものと思われる。これらの系統的計算や整理はこれまででなされていないが、振動数によらず共通していることは、溺れ谷と硬い基盤層の境界から溺れ谷側に少し入った付近での増幅倍率は常に大きくなるということである。このようなことが硬い地盤と軟らかい地盤の境界付近に地震被害が発生しやすいといわれる理由かもしれない。この理由を補足することや震源断層近傍の地震動の時空間分布特性を調べることを目的に、次節以降では、震源断層から放射される地震波による応答結果を示す。

4. 3 地表面における水平変位ベクトルの時空間特性

矩形の溺れ谷地盤を含む60kmx60kmの地表面における地震動水平変位ベクトルが時間と場所によってどのように変わるかを調べた。その結果を図一六a,bに示す。これらの図は、時刻零から約15秒間における約1秒毎における地表面各点の水平変位の大きさと方向をベクトル表示したものである。断層の破壊開始時刻を零とし、この断層モデルでは約4秒（ $3.8636=8.5/2.2$ ）で破壊が終了する。図一六aは、矩形溺れ谷の中央下に横ずれ断層が存在する場合（図一3aのモデルに対応）、一方図一六bは、矩形溺れ谷の左端下に横ずれ断層が存在する場

合（図一3bのモデルに対応）の地表面水平変位ベクトルの時空間分布特性を示す。

図一6 a,bを比較すると、震源断層と矩形溺れ谷地盤の位置によって地表面変位の時空間分布が異なっていることがわかる。一方、両者に共通する特性としては、いずれも左横ずれ断層による地表面の水平変位を反映しつつ、渦を巻きながら地表面が水平に動いている様子が観察される。時間が15秒程度で永久変位に近い状態であるが、この永久変位に比べると、時刻4から7秒での水平変位は2倍程度大きく、また断層破壊終了付近前方の変位が大きい。これらの水平変位分布は時刻15秒あたりの永久変位分布とは明らかに異なっている。このことは、断層永久変位に対する構造物の安全性を検討する際においても、長周期地震波の伝播を考慮した地盤変動を考慮することの必要性を示している。

同じような渦現象という震源断層近傍の特異な地震動は、水平成層地盤モデルにおいても観察されており、変位成分に比べ速度成分においては、渦の大きさは小さく、渦の数は多く地震動速度成分の時空間分布は極めて複雑であることが既に示されており¹²⁾、またその連続高架橋への影響に関する研究も進められている¹⁸⁾。しかし、渦現象のメカニズムについて厳密な説明ができるまでには至っていない。1つの可能な説明としては、震源のダブルカップル力とS波の伝播特性の相互作用の結果であろうということである。

4. 4 地表面の速度波形特性

前節の地表面水平変位ベクトルの時空間分布特性より、震源断層破壊終了付近の断層直交方向変位が最も大きくなることがわかったので、ここではその付近の4つの地点における直交方向の速度波形を見てみる。

図一7に速度波形を示す。横ずれ断層が矩形溺れ谷中央下（図一3aのモデルに対応、ケース1）と左端下（図一3bのモデルに対応、ケース2）に存在する場合の2つのケースに共通に、断層破壊終了時刻約4秒あたりで速度波形は最大値を示し、約16秒以降も揺れてはいるが振幅は小さくなっている。しかし最大速度が起こる場所は、ケース1では震源断層延長上で最も大きいのに対し、ケース2では震源断層延長上より少し溺れ谷方向へ入った場所での振幅が最も大きくなっており、2つのケースで異なっていることがわかる。震源断層近傍においても、震源断層を含む岩盤上の速度波形（ケース2の上段の波形）の振幅は最も小さく継続時間も小さい。

4. 5 断層直交方向の地表面最大速度の分布特性

前節では、4地点の速度波形特性におよぼす横ずれ断

層と矩形溺れ谷の幾何学的位置関係の影響を見たが、ここでは震源断層近傍の地表面全体における断層直交方向の最大速度分布を調べる。

図一8は、横ずれ断層が矩形溺れ谷中央下（図一3aのモデルに対応、ケース1）と左端下（図一3bのモデルに対応、ケース2）の2つの場合について、断層直交方向の最大速度分布を比較したものである。いずれも2rad/sまでの低振動数範囲の地震動を対象にしている。矩形谷中央に震源断層が存在する場合（ケース1）、震源断層破壊終了付近前方に最大値が現れている。しかし地殻部と溺れ谷部の境界に震源断層が存在するケース2では、震源断層破壊終了付近前方の溺れ谷側に最大値が現れているのが特徴的である。また震源断層近傍であっても、地殻の露頭部での振幅はかなり小さくなることがわかる。

不整形地盤の応答特性に関するこれまでの研究は、4.2節で見たような平面波入射に対する振動数応答関数の特徴を検討したものが主流であった。しかし震源断層近傍では、振幅の違うあらゆる種類の波があらゆる方向から入射するため、震源断層—不整形地盤系を一体とした解析による地表面応答特性の検討が必要となり、この結果から従来のような振動数応答関数の特徴を工学的に解釈することもできよう。

5. 「地震の帯」との関係の考察とまとめ

1995年兵庫県南部地震の大被害の地域は、六甲断層系の震源断層上ではなくてそれより南側に広がる堆積層側に帯状に分布していた（「地震の帯」と呼ばれている¹⁶⁾）。この分布が報告された当時は分布の直下に未知の断層が存在したなどの推測がなされていたが、地震の帯の真下には震源断層は存在しないようである。このような地震の帯のできる原因は、神戸の地盤を六甲山から海岸に向かって切った断面を基にした2次元地盤モデルに平面波入射を行った解析から、沖積地盤の下方から入射した波と六甲山の硬い岩盤から水平方向に伝播する波がぶつかりあった結果として大きな揺れがおきるとしているものが一般的である¹⁶⁾。このような説明でよいのかも知れないが、平面波入射と2次元地盤モデルという仮定が少々気にかかる。そこでここでは、本研究で開発した震源断層—3次元不整形地盤の解析結果を基にこの地震の帯の現象を見てみると、図一8のように軟らかい地盤において断層から約1.5~9kmの範囲に最大値が帯のように現れており、神戸の地震の帯のような特徴が再現されているようである。もちろん、本解析で用いた震源断層—地盤モデルは神戸の震源断層—地盤構造そのものではなく、また解析した振動数範囲は2rad/sと低振動数に限定されているためと思われるが、神戸に現れた地震の帯の幅は約2km程度であり、本解析で得られた約7.5km

と比べると幅が狭い。しかし震源断層を境にして片方に硬い地盤、もう片方に軟らかい地盤という意味では共通している。

これらのことから、一般的に知られている物理現象を本研究で開発した運動学的断層モデルと3次元直接境界要素法を組み合わせた解析モデルによって再現できたということができよう。本研究で使用した計算機の記憶容量の限界から地震波の振動数範囲は2rad/s以下と長周期地震波を対象としたが、これらには断層永久変位も含まれ震源断層近傍の幹線パイプライン等の長周期重要構造物の耐震安全性検討に利用できる。また、記憶容量の大きい計算機を使用すれば短周期地震波も再現できる。さらに部分解析法の考え方¹⁷⁾を適用すれば、計算機容量の問題を気にせずに短周期地震波の計算も可能になると思われる。これらの工学的試算例は今後示す予定であるが、本研究で開発した震源断層—不整形地盤系の解析モデルは、震源断層近傍の現実的な地盤構造を取り入れた設計入力地震動の評価や活断層近傍の都市域の地震防災施策をする際の地盤の揺れの予測の工学的道具として利用できるものである。

謝辞

境界要素法の概要、特異積分要素の数値処理法に関し、広瀬壮一教授（東京工業大学）から多くを教わった。ここに記して感謝の意を表する次第である。

参考文献

- 1) 額縁一起, 竹中博士(1989), 近地地震波の伝播に関する理論, 地震 第2号, 第42巻, pp.391-403.
- 2) Graves, R. W. (1995), Preliminary analysis of long-period basin response in the Los Angeles region from the 1994 Northridge earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, pp.101-104.
- 3) Olsen, K., and Archuleta, R. J. (1996), Three-dimensional simulation of earthquake on the Los Angeles fault system, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86, pp.575-596.
- 4) Sato., Graves, R. W., and Somerville, P. G. (1999), 3-D finite-difference simulation of long-period strong motions in the Tokyo Metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake (M_j 5.1) and the Great 1923 Kanto earthquake (M_s 8.2) in Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 89, pp.575-596.
- 5) Inoue, T., and Miyatake, T. (1997), 3-D simulation of near-field strong ground motion: Basin edge effect derived from rupture directivity, *Geophysical Research Letters*, Vol. 24, pp.905-908.
- 6) 阿部和久, 吉田裕, 中村智樹 (1993), 時間領域境界要素法による3次元地震断層解析, 土木学会論文集, No.471/I-24, pp.125-133.
- 7) 片岡正次郎 (1996), 3次元境界要素法による1995年兵庫県南部地震のシミュレーション, 東京工業大学土木工学科研究報告, No.54, pp.11-20.
- 8) 小林昭一 (編著) (2000), 波動解析と境界要素法, 京都大学学術出版会.
- 9) Knopoff, L., and Gilbert, F., (1960), First motions from seismic sources, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 50, pp.117-134.
- 10) Aki, K. and Richards, P. G. (1980), *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, W. H. Freeman and Company.
- 11) 原田隆典, 大角恒雄, 奥倉英世, (1999), 3次元直交座標系における波動場の解析解とその地震動波形作成への応用, 土木学会論文集, No.612/I-46, pp.99-108.
- 12) 原田隆典, 山下肇, (2000), 剛性マトリックスに基づく地震動の波形合成法と震源断層近傍地震動の渦現象, 土木学会応用力学論文集, Vol. 3, pp.569-576.
- 13) Sanchez-Sesma, F. J. (1983), Diffraction of elastic waves by three-dimensional surface irregularities, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, pp.1621-1636.
- 14) 黒田拓士 (2001), 3次元直接境界要素法による震源断層—不整形地盤系の応答解析, 宮崎大学大学院博士前期課程修士論文.
- 15) Bouchon, M. (1979), Predictability of ground displacement and velocity near an earthquake fault, an example: The Parkfield Earthquake of 1966, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, No. B11, pp.6149-6156.
- 16) 入倉孝次郎 (1996), "震災の帯" をもたらした強震動, 科学, 2月号, Vol.66, No.2, pp.86-92.
- 17) 原田隆典, 松尾聡一郎 (1999), 震源から地表地盤に至る地震波伝播計算における部分解析法の応用, 土木学会応用力学論文集, Vol.2, pp.495-502.
- 18) 原田隆典, 野中哲也 (2001), 横ずれ断層近傍における連続高架橋の地震応答特性, 構造工学論文集, Vol.47A, pp.843-849.

(2001年9月14日受付)