

震源断層を考慮した南九州地域における 設計用入力地震動に関する研究



宮崎大学 システム工学科専攻

大角 恒雄

March, 1999

目 次

概 要

Chapter 1

序 論	1
-----	---

Chapter 2

南九州地域における地震活動および地盤条件

2.1 南九州地域における地震活動	5
2.1.1 南九州地域におけるプレート活動	5
2.1.2 南九州地域における地震活動	7
2.1.3 九州地域の断層	13
2.2 南九州における地盤特性	18
2.2.1 地質概要	18
2.2.2 宮崎市内における地盤特性	19
2.3 宮崎市における常時微動計測	21
2.3.1 はじめに	21
2.3.2 計測システム概要	21
2.3.3 検討項目	23
2.3.4 処理方法	23
2.3.5 検討結果	29
2.3.6 おわりに	39

Chapter 3

経験的および確率論的グリーン関数法による地震動加速度波形の合成法

3.1 まえがき	41
3.2 震源断層を考慮した経験的および確率論的地震動の波形作成	42
3.2.1 経験的および確率論的グリーン関数を用いた強震動の波形合成法	42
3.2.2 確率論的震源モデルによるグリーン関数	43
3.2.3 震源破壊伝播特性とモデルパラメータ κ	48
3.3 経験的および確率論的グリーン関数法による波形合成	51
3.3.1 経験的グリーン関数法の検証	51
3.3.2 確率論的グリーン関数法の検証	54

3.3.3	1987年日向灘地震における検証のまとめと考察	56
3.4	1997年鹿児島県北西部地震(M6.3)による検証例	57
3.4.1	経験的グリーン関数法による合成波形	57
3.4.2	確率論的グリーン関数法による合成波形	66
3.4.3	経験的および確率論的グリーン関数法による加速度波形と最大加速度分布	68
3.4.4	経験的および確率論的グリーン関数法による設計用入力地震動に関する考察	72
3.4.5	まとめ	73

Chapter 4

運動学的断層モデルによる地震動波形の合成

4.1	まえがき	77
4.2	無限地盤におけるグリーン関数の3次元直交座標系での表現式	80
4.2.1	グリーン関数の表現式	80
4.2.2	検証	81
4.3	無限地盤中の運動学的断層モデルから放射される地震波	83
4.4	断層を含む半無限地盤上の水平成層地盤における地震波動場の表現式	86
4.4.1	半無限地盤の地表面変位	86
4.4.2	水平成層地盤の波動場	87
4.5	地表面における地震動波形の数値計算と検証	91
4.6	運動学的断層モデルと確率論的モデルによる1966年Parkfield地震(M6.0)による断層近傍の加速度波形の再現	93
4.7	断層近傍の強震動特性並びに地盤増幅特性	97
4.7.1	断層近傍の強震動特性	97
4.7.2	断層近傍の地盤増幅特性	97
4.8	まとめ	99

Chapter 5

日向灘地震における津波波高の算定への応用

5.1	まえがき	101
5.2	日向灘地震の断層パラメータの設定	102
5.3	日向灘地震解析モデル	106
5.4	日向灘地震解析結果	108
5.5	海底地盤変動を考慮した浅水長波流れの津波解析への適用	109
5.5.1	目的	109

5.5.2	解析手法	109
5.5.3	水槽内造波問題での検証	114
5.5.4	日向灘地震による津波解析	115
5.5.5	まとめ	118

Chapter 6

地震動簡易策定システム

6.1	まえがき	121
6.2	システム概要	121
6.3	まとめ	124

Chapter 7

結 論	125
謝 辞	129

概要

本論文では、震源断層を考慮した理論的方法に基づいて設計用入力地震動を設定するための方法論を確立することを目的として、経験的グリーン関数法、確率論的グリーン関数法、並びに運動学的断層モデルによる地震波合成法に基づく設計用入力地震動を検討した。建設サイトの地震動は、震源断層で発生した地震波が地層を伝播し、サイトに到達した結果として現われる地盤の揺れであることから、設計用入力地震動としては、このような地震波の物理を反映したものが合理的であると考えられる。そこで、建設サイト周辺の震源地震の特性・地震波伝播特性・表層地盤特性の3要素を考慮して設計用入力地震動を設定する方法を提案した。

2章では、九州地域における地震の特性を整理するとともに、表層地盤特性を把握するため、宮崎市において常時微動計測を実施し、その結果を整理した。

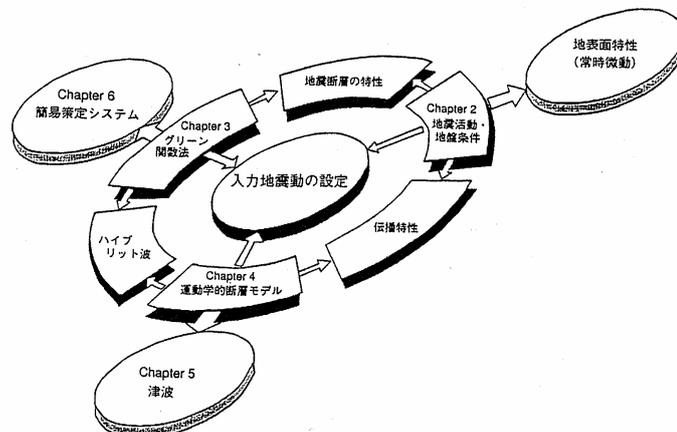
3章では、設計用入力地震動として必要な地震動の加速度波形などの高振動数領域の地震波を予測するために、従来の経験的グリーン関数法を改良したモデルを提案した。この提案モデルにおける震源スペクトル特性を決めるモデルパラメータと、従来の不均質断層モデルに関する研究成果との関係を明らかにした。そして、1987年日向灘地震(M6.6)と1997年鹿児島県北西部地震(M6.3)を用いて、提案した経験的グリーン関数法並びに確率論的グリーン関数法による波形合成結果の比較を行ない、経験的グリーン関数法で用いる適切な小地震記録の選定の重要性を示すとともに、確率論的グリーン関数法の有用性を示した。

4章では、震源断層を含む水平成層地盤の地震波応答計算のために、新しく剛性マトリックス法に基づいて運動学的断層モデルによる地震波合成法の定式化を示した。この定式化に基づき、1966年パークフィールド地震(M6.0)による断層近傍での加速度記録を再現した。

5章では、日向灘地震に適用し、震源域海底面の動的変動量を算定し、有限要素法による津波解析の入力海底面変動とした。ここでは、断層パラメータの存在しない場合の設定手法や津波解析における動的な海底面変動を考慮することの特徴を示した。

6章では、一般の設計者や各自治体の防災担当者が、断層モデルに基づく地震動を策定するための支援システムとして、主に本論文の第3章の方法を用いた簡易な対話型のパーソナルコンピュータシステムを開発し、その概要を述べた。

キーワード： 設計用入力地震動，耐震設計，経験的グリーン関数法，確率論的グリーン関数法，日向灘地震，鹿児島県北西部地震，運動学的断層モデル，パークフィールド地震，津波解析



Chapter 1

序 論

建設サイトの地震動は、震源断層で発生した地震波が地層を伝搬し、サイトに到達した結果として現れる地盤の揺れである。したがって、構造物の耐震設計に用いる設計用入力地震動の設定モデルとしては、このような地震波の物理を反映する、建設サイト周辺の震源断層の特性・地震波伝播特性・表層地盤特性の3要素を考慮したものが合理的であると考えられる。

しかし、従来の設計用入力地震動の設定では、著名な地震動の最大加速度値および応答スペクトルを当該地点の地震危険度解析結果等に基づいて調整し、これを解析モデルにおけるせん断弾性波速度 $V_s=300-700m/sec$ 程度の解析用の基盤面に入力する方法が一般的であった。このような従来の設定モデルの考え方を、上に述べた地震波の物理現象の視点から解釈するならば、3要素のうちの表層地盤特性に関しては、せん断弾性波速度 $V_s=300-700m/sec$ 以浅の表層地盤特性が建設サイト毎に考慮されていることになる。残る震源断層特性と地震波伝播特性の2要素は、建設サイト毎に実施される地震危険度解析等から求められる地盤の最大加速度値によって反映されているものの、震源断層特性と地震波伝播特性によって大きく変わる地震波の振動数成分、位相特性および継続時間などの地震動特性は建設サイト毎に考慮されていないことがわかる。ここで、入力地震動の波形特性は構造物の地震応答結果に大きく影響することを考え合わせると、従来の設計用入力地震動の設定方法を改良することの必要性が見えてくる。

以上のような従来の設計用入力地震動の設定に関する問題点は、地震工学を専門とする研究者の間では認識されていたものの、設計用入力地震動設定における理想と現実の間の落差は今も大きい。事実、1995年兵庫県南部地震による深刻な被害に鑑みて、土木学会は社会基盤施設の耐震設計のあり方に関して2度にわたって提言を行っている。その第2次提言(土木学会耐震基準等に関する提言集, 1996)¹⁾では、「地域ごとに脅威となる活断層を同定するとともに、その震源メカニズムを想定することにより設計用入力地震動(レベル2地震動)を定めることを基本とする」となっている。しかし、「このための工学的手法の確立に向けて努力が傾注されるべきである」との説明が付加されているのである。

そこで、本論文では、震源断層を考慮した理論的方法に基づいて設計用入力地震動を設定するための方法論を確立することを目的として、九州地域を対象に、地震波の物理現象を反映する、建設サイト周辺の震源断層の特性・地震波伝播特性・表層地盤特性の3要素を考慮した設計用入力地震動の設定方法を検討することとする。

2章では、南九州地域における地震動を検討するうえで、九州地域における地震活動並びに地質・地盤特性の把握が重要となるため、これらを整理する。宮崎県東方に位置する日向灘では、マグニチュード $M7$ クラスの地震が繰り返し発生している。今後、 $M7.5$ クラスの地震発生の可能性が高いと言われている日向灘から奄美大島南東沖にかけての九州-南西諸島東方海域の一部には、フィリピン海プレート自体が壊れる正断層型のプレート内地震があり、これらの地震は津波を伴うことも多いとされている(角田, 1997)²⁾。事実、今世紀においても日向灘において発生した $M7$ クラスの地震では津波が発生している。

設計用入力地震動を設定するためには、上記、南九州の広い範囲での地質学的構造把握のほかに、表層地盤の動的性質の把握が重要である。このため、常時微動を利用して表層地盤の動的特性を定量化する方法を検証することを目的に、宮崎市で常時微動計測を実施する。常時微動計測を利用することの優位な点は、計測が比較的簡単であることにある。しかし、常時微動は雑振動であるため、振動源の特性を消去する必要がある。この方法として、Nakamura(1989)³⁾の示した H/V スペクトル法がある。この方法を一部修正し、宮崎市内の観測点の卓越振動数を算出し、堆積層の分布、基盤の深さとの整合性を調べ、この方法の適用性を検討する。

次に 3 章では、確率論的震源モデルによる地震動波形のシミュレーション方法について述べる。Hanks and McGuire (1981)⁴⁾の提案した地震動のスペクトルモデルは、点震源からの S 波の遠方近似解に基づいている。震源特性に関して、いわゆる振動数 2 乗モデル (ω^2 model) を採用し、震源断層の運動特性を周波数領域で簡単にモデル化したもので、地震学の分野で広く認知されている。このモデルでは、震源・伝播・地盤増幅の 3 つの特性が簡便に評価されている。しかし、このモデルでは、震源断層を点震源と仮定しているため、断層の破壊伝播特性や断層と観測点の幾何学的影響(ディレクティブィティ特性)が考慮されない。そこで、本論文では、確率論的震源モデルによって、先ず中小地震(これを点震源モデルとする)による地震動波形を人工的に作成し、これに耐震設計で対象となるような大地震の断層破壊伝播、断層の大きさと建設サイトの幾何学的関係等を考慮して大地震による強震動波形を合成する方法を提案する。提案する方法は、Hanks and McGuire の確率論的震源モデルと、中小地震による観測地震動を用いて大地震による強震動を決定論的に合成する経験的グリーン関数法(例えば Irikura, 1983)⁵⁾の 2 つの方法を組み合わせたもので、確率論的グリーン関数法と呼ぶことにする。

ここで、経験的グリーン関数法とは、Hartzell(1978)⁶⁾により最初に示されたもので、以下のような考え方に基づいている。観測された地震動記録には、震源の影響と、震源から観測点までに地震波が伝播する影響が反映されている。したがって、大地震による地震動を予測する場合に、大地震の震源近くで発生した同じような震源特性を持つ小地震の観測波形を用いると、この観測波形にはすでに地震波の伝播特性が反映されているので、あとはこの小地震と予測の対象である大地震の震源特性の違いのみを修正すればよいことになる。したがって、このような経験的グリーン関数法の長所は、小地震による観測波形をグリーン関数として用いるところにある。しかし、本研究では、確率論的震源モデルによる波形をグリーン関数として用い、大地震の断層破壊伝播、断層の大きさと観測点の幾何学的関係等を考慮して大地震による強震動波形を合成する。経験的グリーン関数法は、現実地盤における地震波の伝播特性を評価しているという長所を有するが、本方法では、この伝播特性が近似的に評価されるが、従来の方法のように大地震の断層破壊伝播特性や観測点との幾何学的関係が考慮されるという点に加えて、グリーン関数として用いることのできる適切な観測波形がない建設地点においても震源特性を考慮した強震動の波形合成が可能となる。このような本方法の考え方は、すでに Irikura⁵⁾らが示しているが、上述したように地震波の伝播特性が近似的に評価されるという弱点があり、また、小地震によるグリーン関数に断層破壊方向と継続時間の関係が考慮されていないため、これらの適用に当たっては、用いたモデル・パラメータとの関係を明確にしながら、実地震波形との比較を通じて問題点や有効性を検討しておかなければならない。

そこで、3 章では、提案モデルによる合成波形と実地震による観測波形を比較してモデルの適

用性を検討する。また、設計用入力地震動としては、地震動の加速度波形などの高振動数領域の地震波が必要となるため、従来の経験的グリーン関数法を改良したモデルを提案する。この提案モデルにおける震源スペクトル特性を決めるモデルパラメータと、従来の不均質断層モデルに関する研究成果との関係を明らかにする。そして、1987年日向灘地震(M6.6)と1997年鹿児島県北西部地震(M6.3)を用いて、提案した経験的グリーン関数法並びに確率論的グリーン関数法による波形合成結果の比較を行い、経験的グリーン関数法で用いる適切な小地震記録の選定の重要性を示すとともに、確率論的グリーン関数法の有用性を示す。

4章では、運動学的断層モデルによる地震動波形の合成法について述べる。3章で述べた確率論的震源モデルは、震源断層から放射されるS波の遠方近似解に基づいて組み立てられたモデルであるため、震源断層近傍の地震動を正確に取り扱えない可能性がある。1995年兵庫県南部地震(M7.2)による長周期(1-2秒)のキラーパルスと呼ばれるような揺れの再現は3章の手法では困難であり、また、このような揺れは耐震設計上、重要となる。

そこで、4章では、運動学的断層モデルから放射される地震波の厳密解による水平成層地盤の地震応答計算に基づいて地震動波形を合成する。このような計算方法に関する研究論文^{7,8)}は、すでに地震学分野で多く発表されているが、本研究では、これまでに前例のない剛性マトリクス法による定式化を提案している。この手法の優位な点は、剛性マトリクス法は数値計算での安定性が優れており、また、構造工学分野では馴染み深いため、震源断層を考慮した地盤の応答計算の手順が理解され易く、簡単な計算プログラムで計算ができるようになったと思われる。本定式化の応用例として、周期約1秒までの長周期地震波を運動学的断層モデルから作成し、短周期地震波は断層特性を考慮した確率論的方法から作成することとし、これによって長周期から短周期領域をカバーした強震動加速度波形を作成する。本方法の特徴を例示するために、1966年パークフィールド地震(M6.0)による断層近傍での加速度記録を再現する。

5章では、4章で開発した地震波による地盤応答解析法を日向灘地震(M7.6,1662.9.20)に適用し、断層域海底面の動的変動量を算定し、津波のシミュレーションを行う。この解析の動機は、「“地震屋”の考える断層規模と“津波屋”の考える断層の規模は異なり、後者の方が断層規模を大きく考える」との津波解析における発言が1994年の海岸工学論文発表会で議論されたことであった。

具体的には、3次元直交座標系における波動場の解析から得られる地震波に基づく海底地盤変動を海底面に直接入力し、従来の静的な海底面変動量入力の津波解析に対し、動的挙動として海底変動量を考慮することによって、津波性状を捉えることとする。なお、津波性状の解析には、Kashiyama *et al.*(1992)⁹⁾の Galerkin 法による浅水長波流れの解析を適用する。

6章では、一般の設計者や各自治体の防災担当者が、断層モデルに基づく地震動を策定するための支援システムとして、主に本論文の第3章の方法を用いた簡易な対話型のパーソナルコンピュータシステムを開発する。1995年兵庫県南部地震(M7.2)(阪神・淡路大震災)後、土木学会の第2次提言(1996)¹⁾では、構造物の耐用期間中に1、2回発生する程度の地震による地震動(レベル1地震動)に加え、極めて発生頻度が少ない阪神・淡路大震災のような内陸直下型地震による地震動(レベル2地震動)に対する耐震性確保の検討が必要であると述べられたことも手伝って、震源断層を考慮した入力地震動の評価が一般構造物の耐震設計用入力地震動にも求められつつある。このような社会的必要性からも、一般の設計者や各自治体の防災担当者にも、活

断層を考慮した地震動を策定するための支援システムが必要と考えて、本章のような簡易な対話型のパーソナルコンピュータシステムを開発している。

7章では、本論文で得られた2章から6章までの研究結果をまとめるとともに、今後解決していかなければならない問題点を述べている。

[参考文献]

- 1) 土木学会耐震基準等に関する提言集：土木学会， pp.11-41, 1996.
- 2) 角田寿喜：九州の地震活動と被害の特徴，第5回地震・活断層セミナー講演資料， pp.1-10,1997.
- 3) Nakamura, Y., A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtemors on the ground surface, *QR RTRI*, 30,pp.25-33, 1989.
- 4) Hanks, T.C. and McGuire, R.K., The character of high-frequency strong ground motion, *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, Vol.71, pp.2071-2095, 1981.
- 5) Irikura, K., Prediction of strong accelerations motions using empirical Green's function, *Proc. of 7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, pp.151-156, 1986.
- 6) Hartzell, S.H., Earthquake aftershock as Green's function, *Geophys. Res. Lett*, Vol.5, p.104, 1978.
- 7) Haskell, N.A., The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.43, pp.17-34, 1953.
- 8) 瀨瀨一起，竹中博士：近地地震波の伝播に関する理論，地震，第2輯，第42巻，pp.391-403,1989.
- 9) Kashiyaama, K., Automatic mesh generation method for shallow water flow analysis, *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, Vol.15, pp.1037-1057, 1992.

Chapter 2

南九州地域における地震活動および地盤条件

2.1 南九州地域における地震活動

2.1.1 南九州地域におけるプレート活動

大地震の 80%が太平洋の外縁に沿った、いわゆる「環太平洋ベルト」に集中する。日本列島は、このベルト地帯の上に乗っている (Fig.2.1-1)。1960年代には、地球の表面は地殻とその下のマントル最上層部からなる厚さ数 10~100km ほどの「プレート」によって包まれているという考えが、Morgan(1968)¹⁾らによって提唱されていた。プレートとプレートの境界こそが、地殻の活動がきわめて活発で、たえず大地震や火山噴火を引き起こしている地帯と考えられるようになった。

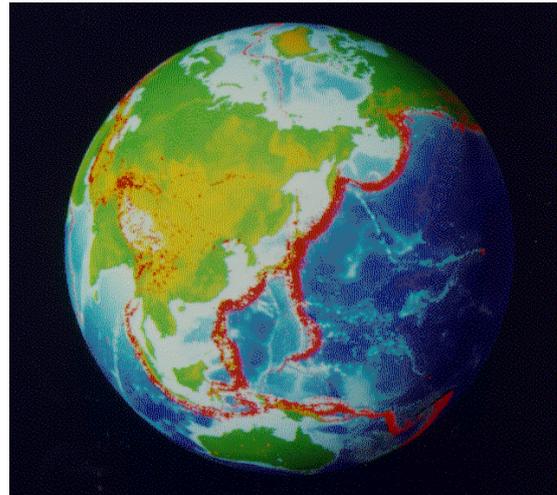


Fig.2.1-1 Global map of world earthquakes.

(after, T. Yoshii).

海洋プレートはつねに大陸プレートの下に潜り込む。これは大陸プレートが軽く(密度が相対的に小さい)、他方、海洋プレートが重い(密度が大きい)ためだという。その潜り込む力がプレート境界にストレスを生じさせ、断層系が活動し、頻繁な地震の原因になっている。ユーラシアプレート、北米プレート、太平洋プレートの3つの大きなプレートが会合し、それらに挟まれるように、オホーツクプレート、アムールプレート、フィリピン海プレートなどのやや小さなプレートが存在している。これらのプレート同士の相互作用が、

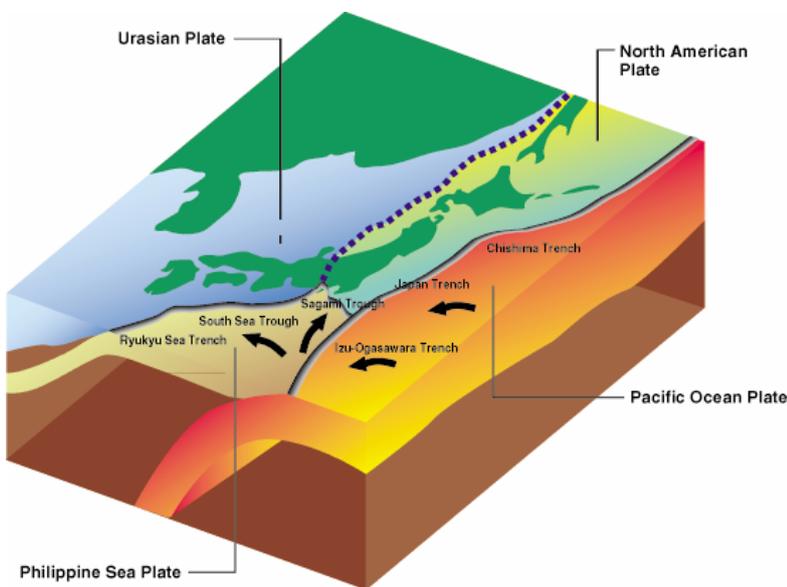


Fig.2.1-2 Crustal plates of Japan.

が、日本海東縁とその周辺地域のテクトニクスを規定している²⁾(Fig.2.1-2)。

プレート運動は、数年前までは限られた数の地震のスリップベクトルであったが、この状況は、近年の GPS による地殻変動データの整備によって、プレート境界とプレート運動の不確定さが明確に急速に改善されつつある。

特に、国土地理院の GPS 観測網によって日本列島の短期的な地殻変動のパターンが明らかになってきた(Fig.2.1-3)³⁾。ユーラシアプレートに対する日本列島各点の速度ベクトルが得られている。他の地域と特異な点は、九州から中国地方にかけての観測点が 10mm/yr の速度で東に動いているということであり、九州の応力場に関しては、東西方向ならびに南北方向に応力勾配があることが知られている。瀬野(1998)⁴⁾は、九州西方でマントル深部の上昇流があり、それによって生じた東南東向きの流れが陸側プレートを引きずっているという仮説で、この九州の応力場を説明した。すなわちアムールプレートのユーラシアプレートに対する速度ベクトルが大きいのは、九州-中国地方の大きな東進は九州の西方でのマントル上昇流による引きずりによるものかもしれない(瀬野,1998)⁴⁾としている。

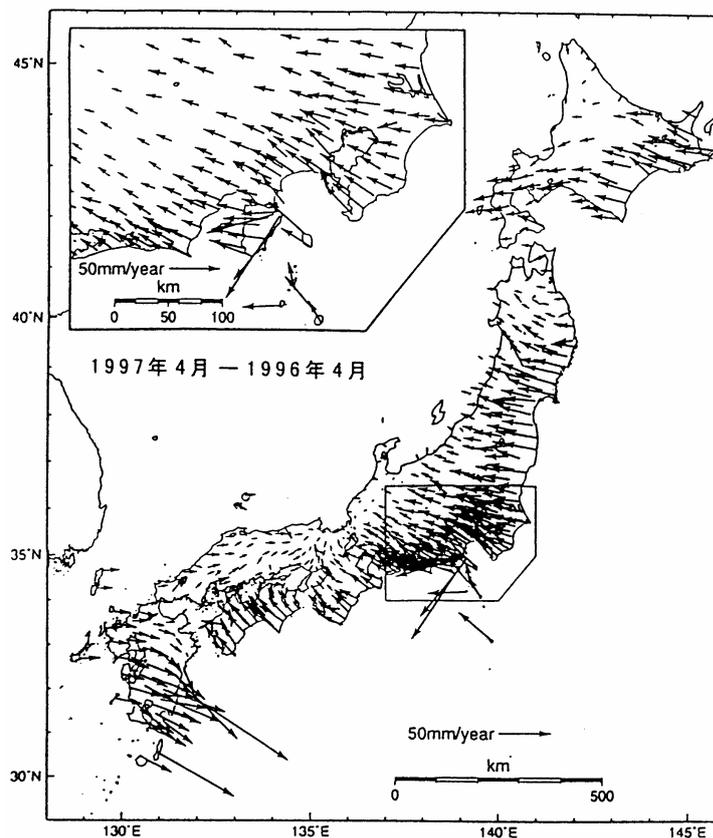


Fig.2.1-3 Crustal deformation from GEONET³⁾

2.1.2 南九州地域における地震活動

(1) 九州東部における小地震の活動

九州地方で発生する地震の震源位置に関する精度は、1984年の気象庁地震観測網テレメータ化以後向上した。これ以降の1984年から1990年12月までの7年間における比較的精度のよい震源位置のデータを用いて、石原・他⁵⁾は、日向灘の地震活動の特徴を調べている。Fig.2.1-4は、7年間での微小地震の分布状況を示す。この図の上段は震源の平面分布で、下段の3つの図は、I,II,IIIのセグメント毎の深さ方向の震源分布を示す。深さ方向の分布図で、東から西に向かって(日向灘から九州の陸地)深くなる曲線上に震源が集中している。この曲線は、フィリピン海プレートが九州の陸地が乗っているユーラシアプレートの下に沈み込む境界に相当する。セグメントI,II,IIIにつれてその境界は深くなっている。

Fig.2.1-4によると、九州東海岸の日向灘から豊後水道にかけて微小地震の活動がない領域が、3、4箇所観られる。これらの領域が次の地震の震源域の候補地であるとする、いわゆる地震の空白域であるのかの判定は難しいが、1996年10月19日と12月3日に発生したM6.6の2つの日向灘地震の震源域は、セグメントIIの深さ方向の分布図において見られるプレート境界の上方の領域であった。日向灘から豊後水道にかけての地震活動の空間的分布の時間変化を注視しておく必要がある。

Fig.2.1-5は、1979年1月から1994年2月までに起こった九州南部の内陸地震の震源分布を示す⁶⁾。鹿児島県出水市(図のP点)と宮崎県清武町(図のP'点)を結ぶ線上に微小地震の分布があり、この線上には、霧島を東西に横切る断層系(高原-新燃-大浪-大霧)が並ぶ。

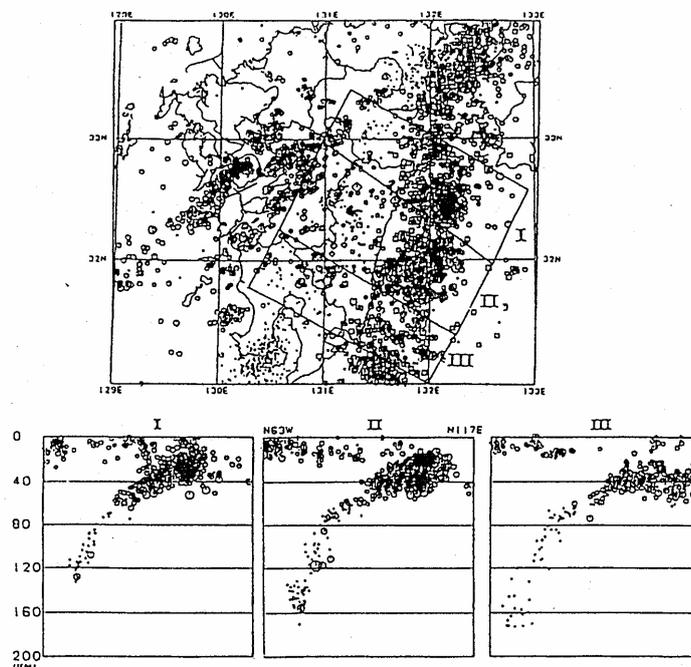


Fig.2.1-4 Distribution of micro-earthquake in Kyushu(1984-1990).⁵⁾

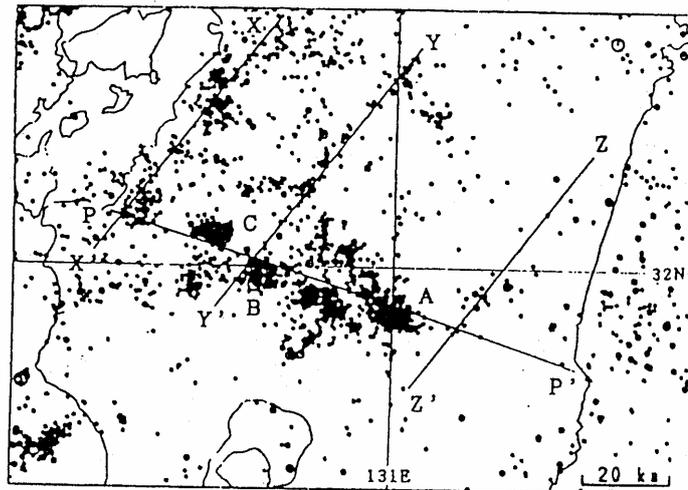


Fig.2.1-5 Distribution of inland earthquake in South Kyushu(Jan.1979. -Feb.1994.).
Before 1900 a previous epicenter is indefinite.⁶⁾

(2)九州東部における大地震の活動

宮崎県内の歴史地震を Table2.1-1 に示す。このうち、日向灘沖で発生した地震が圧倒的に多く、マグニチュードは、6.5~7.5 で、県内各地で被害が記録されている⁷⁾。

宮崎県の内陸に発生した被害地震としては、1968 年えびの地震(M6.1)が代表で、その他、1899 年宮崎県南部の地震(M6.4)、1911 年宮崎市付近の地震(M6.6)、1978 年日之影町付近の地震(M6.2)などがあげられる。地震の原因である活断層としては、活断層の疑いのある断層が内陸部にあるものの、顕著な活断層は認められていない。内陸部の地震特性はよく解らないのが現状であり、都市直下地震の可能性を否定できないが、予測するには不明な点が多く存在する。

宮崎県沖の日向灘を震源とする被害地震としては、マグニチュード M7 クラスの地震が比較的規則的に繰り返し発生している。Fig.2.1-6 は、1900 年代における日向灘を震源とする M6 以上の地震の発生年とその地震のマグニチュードを示している。これによると、大きい地震がよく起こる活動期としては、1899 年~1913 年(15 年間)、1929 年~1948 年(20 年間)、1961 年~1970 年(10 年間)の 3 つの活動期があったことになる。これら 3 つの活動期の間は比較的静穏な時期で、第 1 と第 2 および第 2 と第 3 の活動期の間隔から、静穏期は 16 年間および 13 年間程度続くことになる。これから、第 4 の活動期を次のように簡単に予測することができる。第 3 の活動期の最後を 1970 年の M6.7 の地震とする。これに静穏期間の 13 年から 16 年を考慮すると、第 4 の活動期の始まりは、1983 年~1986 年と推定できる。事実、Fig.2.1-7 によると 1984 年に M7.1 の地震が発生しており、1987 年にも M6.4 の地震が起こっている。したがって、第 4 の活動期は、1984 年~2000 年初頭と推定される。活動期には、過去、M7.5 クラスの地震が発生しているが、第 4 の活動期に当たる 1997 年の現在までこのクラスの地震は発生していない。したがって、今後 7~8 年間に、M7.5 クラスの地震が発生する可能性が高いことが考えられる。

Table2.1-1 List of destructive earthquake in Miyazaki prefecture⁷⁾

Earthquake Name		Latitude	Longitude	Magnitude
Hiuganada	1498. 7. 9	33.0° N	132.0° E	7.0
Hiuga・Ohsumi	1662.10.31	31.7° N	132.0° E	7.6
Hiuga・Bungo・Higo	1769. 8.29	32.3° N	132.0° E	7.4
Hiuganada	1899.11.25	31.9° N	132.0° E	7.1
Miyazaki-Ken-Seibu	1909.11.10	32.3° N	131.1° E	7.6
Hiuganada	1931.11. 2	32.3° N	132.6° E	7.1
Hiuganada	1939. 3.20	32.3° N	132.0° E	6.5
Hiuganada	1941.11.19	32.0° N	132.1° E	7.2
Hiuganada	1961. 2.27	31.6° N	131.9° E	7.0
Ebino	1968. 2.21	32.0° N	130.7° E	6.1
Hiuganada	1968. 4. 1	32.3° N	132.5° E	7.5
Hiuganada	1970. 7.26	32.1° N	132.0° E	6.7
Hiuganada	1984. 8. 7	32.4° N	132.2° E	7.1
Hiuganada	1987. 3.18	32.0° N	132.1° E	6.6
Hiuganada	1996.10.19	31.8° N	132.0° E	6.6
Hiuganada	1996.12. 3	31.8° N	131.6° E	6.6

日向灘地震の発生場所に関しては、Fig.2.1-7 が参考になる。この図は、1662年のM7.6の日向灘南部の地震から1984年のM7.1の地震にみられるM7以上の日向灘地震の震央位置をプロットしたものである。この図によると、1931年や1968年の地震のように、宮崎県の沿岸からおよそ100km離れた所に起こるものと、およそ50km以内に起こるものに分けられる。それぞれどのような特徴を持つのかはよくわからないが、宮崎県の沿岸に近いものの方が圧倒的に多い。

1961年日向灘地震(M7.0)では、死者1名、被害額2億3千万円程度、1984年日向灘地震(M7.1)では、被害額8億6千万円程度、1987年日向灘地震(M6.4)では、被害額12億5千万円程度とそれほどの大惨事には至っていない。

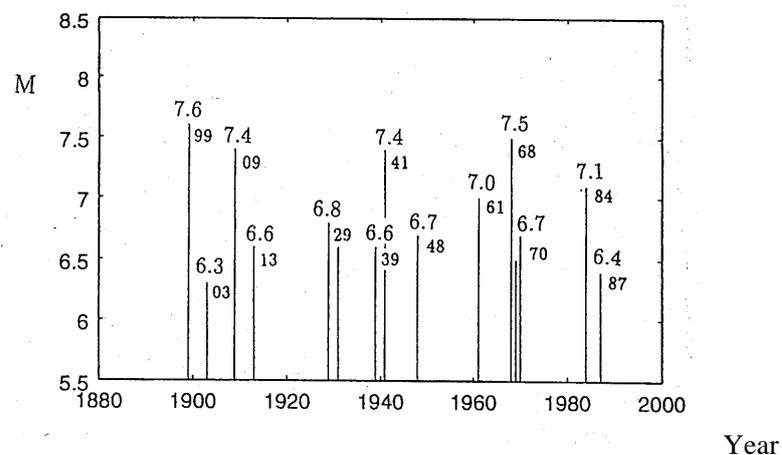


Fig.2.1-6 Distribution of Hiuganada earthquakes above M6.

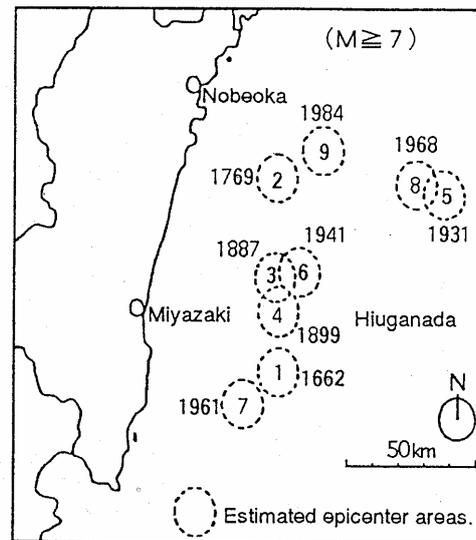


Fig.2.1-7 Distribution of Hiuganada earthquakes epicenter above $M7$.

(3)日向灘の地震津波

日向灘から奄美大島南東沖にかけての九州～南西諸島東方海域には、マグニチュード $M7$ を超える地震が 20 年に一度の周期で発生し、一度発生すると 3 年以内に連続して起きる傾向を呈している (Table.2.1-2, Fig.2.1-8)⁸⁾。津波を誘発する地震としては、フィリピン海プレートが壊れる正断層型のプレート内地震があり、1662 年の日向灘地震 ($M7.6$) では、宮崎市南部の加江田川や大淀川沿いの集落を波高 5m 程度の津波が襲い、20 名以上の死者を出し、大淀川河口に存在した外所 (とんどころ) が埋没したため、外所地震と呼ばれている。この地震は、県下に最大の被害と津波被害を与えた地震と推定され、記録によると、「延岡、高鍋、佐土原、おびの諸城の石垣などが崩れ落ち、潰家 3800、死者 200 におよぶ」とある。「大淀川河口の下別府、福島村および加江田川河口の外村の地盤が沈下し、7 箇村の水田が浸水して、8000 余石の米が水没した」ともある。また、宮崎市の木花にある県運動公園北入口近くに、この地震による被害を忘れないようにとの思いから、当時から 50 年毎に石碑が建てられている (Fig.2.1-9)。このことを合わせて考えると、大惨事であったことは事実であると思われる。

津波を発生させた海底の地形変状の領域 (津波の波源域) は、ほぼ地震断層の大きさに等しいと考えられる。Fig.2.1-10 の日向灘の地震は、羽鳥が推定した 1662 年の日向灘地震の津波の波源域の大きさを示す⁹⁾。羽鳥によるこの地震の震源位置は、Fig.2.1-7 で示した位置よりも宮崎県沿岸に近く、断層の一部は陸地にかかっていたとされている。この震源位置の違いは、今後検討しなければならないが、Fig.2.1-10 より、1968 年の地震を除くと日向灘の大地震は、北緯 32 度、東経 132 度の地点を通り、宮崎県沿岸にほぼ平行な線上あるいはそれよりも沿岸よりの日向灘を埋め尽くすように発生していることがわかる。1961 年の地震と 1662 年の地震の津波波源域の大きさや位置はよく似ており、1769 年と 1941 年のものもよく似ている。

Table 2.1-2 List of Hiuganada earthquake.⁸⁾

1899.11.25	03:43	M7.1	Middle areas of Hiuganada	small tsunami
1899.11.25	03:55	M6.9	North areas of Hiuganada	
1929. 5.22	01:35	M6.9	South areas of Hiuganada	small tsunami
1931.11. 2	19:03	M7.1	Middle areas of Hiuganada	tsunami
1939. 3.20	12:22	M6.5	North areas of Hiuganada	tsunami
1941.11.19	01:46	M7.2	North areas of Hiuganada	tsunami
1968. 4. 1	09:42	M7.5	North areas of Hiuganada	tsunami
1969. 4.21	16:19	M6.5	Middle areas of Hiuganada	small tsunami
1970. 7.26	07:41	M6.7	Middle areas of Hiuganada	small tsunami
1984. 8. 7	04:06	M7.1	North areas of Hiuganada	tsunami
1987. 3.18	23:07	M6.6	Middle areas of Hiuganada	small tsunami
1996. 10.19	23:44	M6.6	Middle areas of Hiuganada	small tsunami
1996. 12. 3	07:17	M6.6	Middle areas of Hiuganada	small tsunami

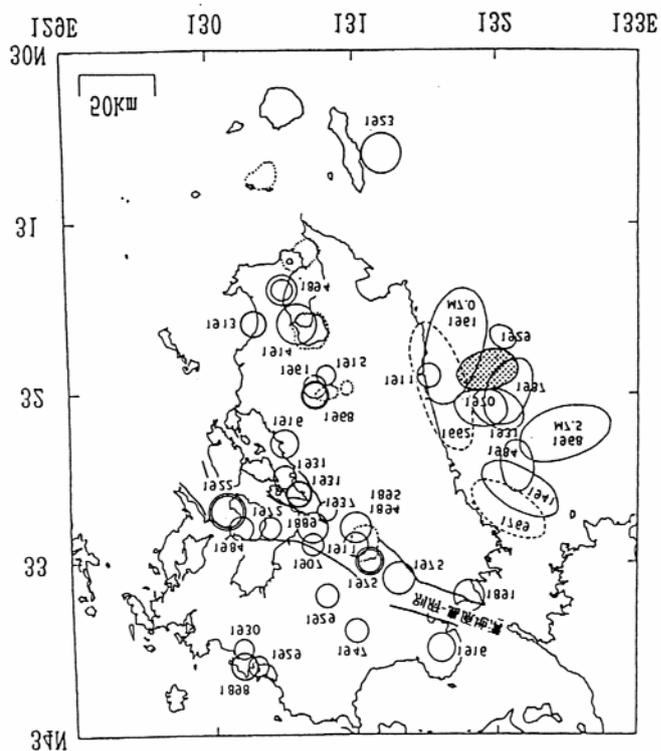


Fig.2.1-8 Distribution of inland destructive earthquakes in Kyushu above $M5$ from 1885-1990 and Pacific Plate destructive earthquakes in East Kyushu. The range of a stitch an aftershock area of an earthquake on 19 oct,1996. Hiuganada earthquakes showed an aftershock area by a tsunami wave area from Hatori(1985) or after-shock from Nagamune(1988). A solid line that extends toward the southwest from the west of Aso caldera and the range where was surrounded caldera with a dotted line show is a Hinagu fault.⁸⁾



Photo by Ohsumi

Fig.2.1-9 Religious monuments of the 1662 Hiuganada earthquake at Shimayama, Miyazaki City. About 200 person were killed and 3,800 houses were destroyed. Stone monuments were built every year 50 from that time, with so as not to forget the damage by this earthquake.

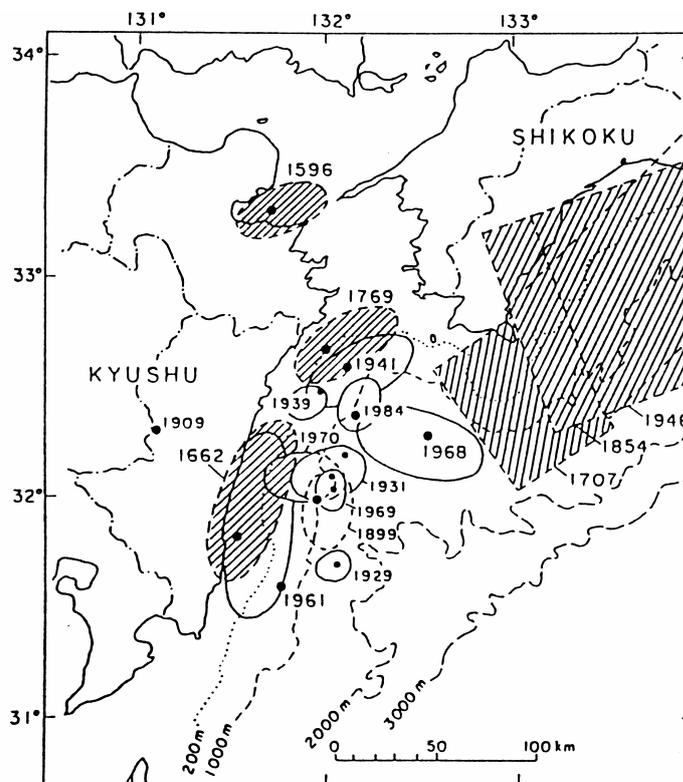


Fig.2.1-10 Distribution of Hiuganada earthquakes.⁹⁾

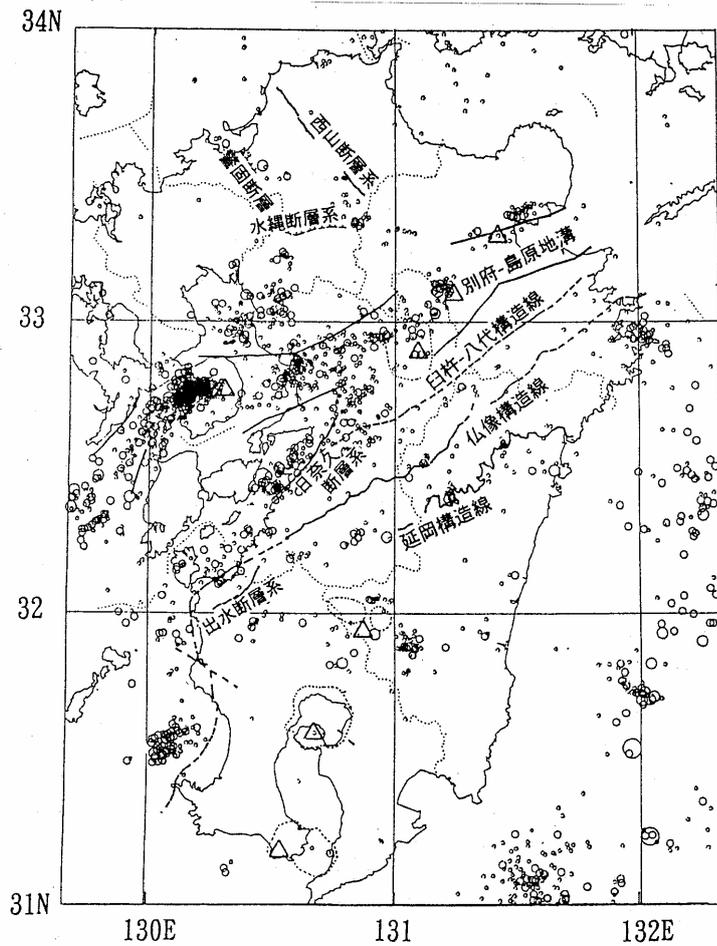


Fig.2.1-11 A main tectonic lines and an active faults of Kyushu 20 km than the epicenter distribution of a shallow micro earthquake (1984-1990). (modified Fukuoka JMA)¹⁰⁾

2.1.3 九州地域の断層

(1) 九州地域の構造線・活断層

九州の内陸部では、中部を北東から南西に横断する別府－島原地溝や阿蘇カルデラ西方の日奈久断層系に震源の浅い地震が存在する (Fig.2.1-11)¹⁰⁾。熊本地震 ($M6.3, 1889$) や島原地震 ($M6.9, 1922$) は、別府－島原地溝の代表的被害地震である。また、熊本県南西部域は、熊本県南西部地震 ($M6.1, 1916$) や八代海北部地震 ($M5.9, 1931$) 等、日奈久断層系沿いの地震活動も活発である。ずれの方向は別府－島原地溝や日奈久断層系は右横ずれが発生し、共役の方向となる島原から南東の方向に左横ずれが発生している¹⁰⁾。

(2) 宮崎県内の断層

宮崎県内には、明瞭な活断層は認められない。宮崎県地震被害想定調査では、県内におけるこれまでの被害地震の状況から知られている地震環境を基に、3つの震源断層を設定している (Table.2.1-3, Fig. 2.1-12)¹¹⁾。

- ① 日向灘南部地震
- ② 日向灘北部地震
- ③ えびの－小林付近の地震

Table.2.1-3 List of faults parameters.

	日向灘南部地震	日向灘北部地震	えびの-小林地震
マグニチュード M_{LMA}	7.5	7.5	6.5
断層長さ $L(km)$	70	70	25
断層幅 $W(km)$	40	40	15
スリップ量 ³⁾ $U(m)$	2.25	2.25	0.8
剛性率 μ ($10^{11}dyne\ cm^{-2}$)	2.4	2.4	2.4
地震モーメント $M_0(dyne\ cm)$	2.8×10^{27} ¹⁾	2.8×10^{27} ¹⁾	2.1×10^{25} ²⁾
断層上端深さ $D(km)$	3	3	3
走向 θ (°)	N15E	N20E	N60W
傾斜 δ (°)	20	20	90
運動タイプ	正断層	逆断層	横ずれ断層
立ち上がり時間 τ (sec)	2.25 ⁴⁾	2.25 ⁴⁾	0.8 ⁴⁾
地震波伝播速度 $V_s(km/sec)$	3.0	3.0	3.0
破壊伝播速度 $V_R(km/sec)$	2.1	2.1	2.1
断層位置	31° 28.0'N 131° 50.0'E 32° 05.0'N 132° 01.5'E	31° 58.0' 131° 59.0' 32° 34.5'N 132° 14.0'E	31° 55.0'N 131° 05.5'E 32° 02.5'N 130° 51.5'E
破壊開始点	断層中央上端	断層中央上端	断層中央下端
破壊形式	等方円	等方円	等方円
備考	1) 海溝沿い $\log M_0 = 1.5M_{LMA} + 16.2$ M_{LMA}:気象庁震度階 2) 内陸 $\log M_0 = 1.17M_{LMA} + 17.72$ 3) 海溝沿い $\log U = 0.5M_{LMA} - 1.40$ 内陸 $\log U = 0.6M_{LMA} - 2.0$ (cm) 4) $\tau = 10(0.5M - 1.4)/(10 \sim 400)$ 5) $V_r = 0.7V_s$ 6) $V_s = 3.0 km/sec$: 地盤基底のS波速度		

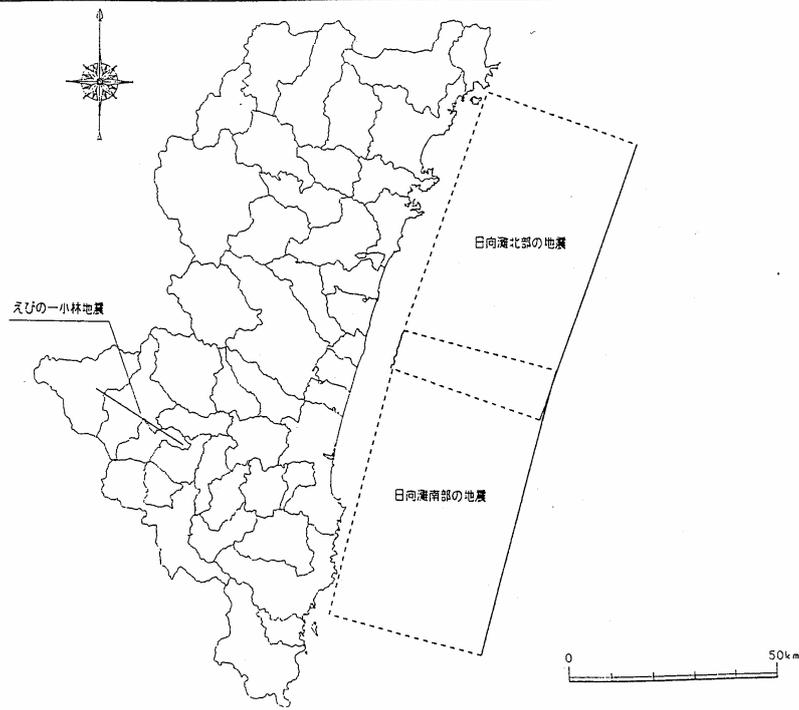


Fig.2.1-12 Location of hypothesis earthquakes.

(3) 青島の断層

青島は、日南海岸の北端部に位置し、周囲 1km 、島の最高点高度 5.7m の低平な島で (Fig.2.1-13)、波触棚が、「鬼の洗濯板」と呼ばれる風光明媚な観光地の特徴を呈している。波触棚は、新第三系宮崎層群上部の青島互層と呼ばれる砂岩泥岩互層の差別浸食によって形成されている (Fig.2.1-14)¹²⁾。本層は全体として走向 $\text{N}30^\circ \text{E}$ 、傾斜 $14\sim 20^\circ \text{E}$ の単斜構造である (Fig.2.1-15)¹²⁾。現地の踏査写真を Fig.2.1-16 に示す。断層は島の北西部から南西部にかけてと北東部から南東部にかけての 2 系統と思われる。断層は餅をちぎったような波触棚の断絶形状を呈し、最大ずれ量は島の北西部で 3.5m である (①,②)。島の北西部の断層が直線的である (③,④) のに対し、南西部の断層は緩い撓曲と小断層が特徴で、島に近い側では南西西から、海に近い側では南西に撓曲してゆく (⑤,⑦,⑧)。また、南東部では断層が直線的である (⑩,⑪) のに対し、北東部の断層は緩い撓曲と小断層が特徴であり (⑬)、東部のずれ量は $2\sim 3\text{m}$ である。

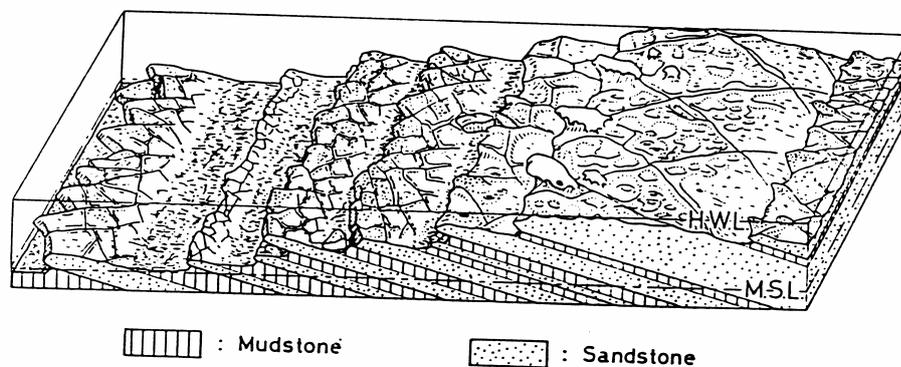
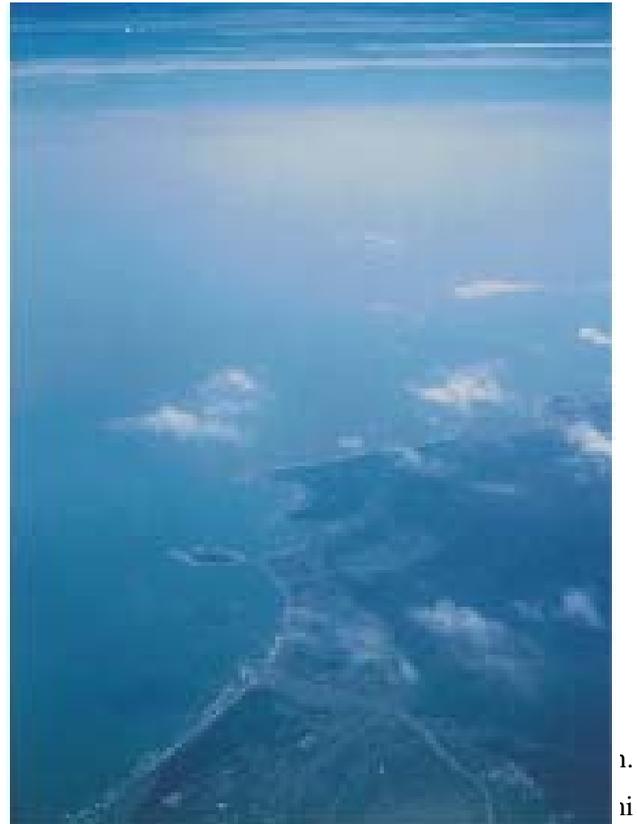


Fig.2.1-14 Schematic sketch of the washboard-like relief on the wave-cut bench around Aoshima island¹²⁾.

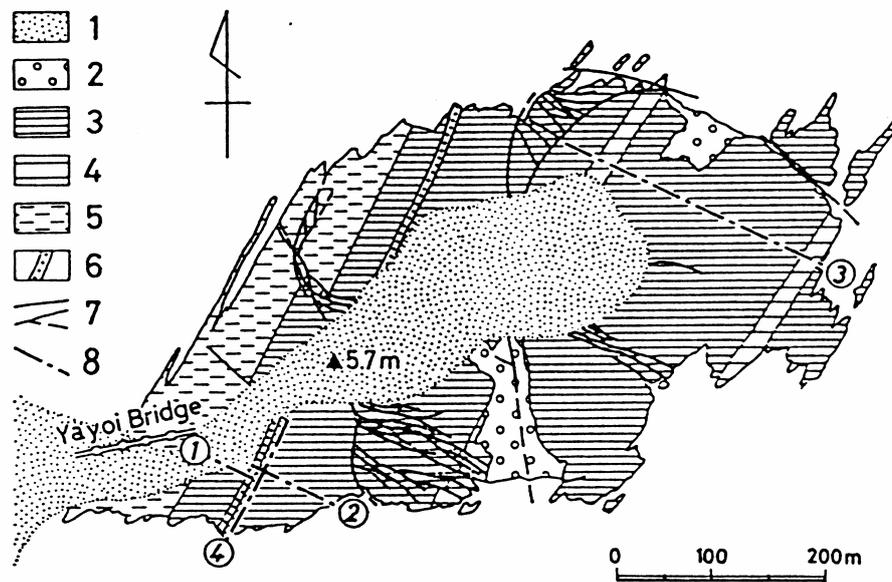


Fig.2.1-15 Geologic map of Aoshima island and surrounding wave-cut bench(after Kino,1957)¹²⁾.
1.sand, 2.gravel and boulder, 3.rhythmic alternation of sandstone and mudstone,
4.sandstone-rich alternation, 5.mudstone-rich alternation, 6.thick sandstone bed, 7.fault.



Fig.2.1-16 Aoshima Island faults, viewed from right above.

2.2 南九州における地盤特性

2.2.1 地質概要

九州地方では、四国地方から連続する中央構造線の南側で、現在は海溝に面していないが、かつては付加体であったと考えられる地質体である付加コンプレックスが成す帯状構造物が顕著である。中央構造線の南側では、白亜紀—新第三期初頭の四万十帯が分布している(Fig.2.2-1)¹⁴⁾。室戸岬沖から分布するこの四万十帯は、その北部において、約7千万年前に、“海溝”で堆積した泥や砂(タービダイト)と海洋プレートの上部を構成していた岩石(1億2千万年前の赤道海域で海底噴火によってできた玄武岩の枕状溶岩や、遠洋で石灰質ナノプランクトンの遺骸

から作られた石灰岩や放射中遺骸が降り積もってできたチャートさらに粘土や火山灰を含む赤色や緑色の頁岩)が複雑に混合して形成された付加コンプレックスである¹³⁾。



Fig.2.2-1 Geologic map of South Kyushu.¹⁴⁾

2.2.2 宮崎市内における地盤特性

宮崎県内には、県北部の秩父帯と仏像構造線の南東に、砂岩、頁岩からなる白亜紀から中新世初期に形成された厚い海成堆積物である四万十帯が分布する。宮崎平野周辺では、中新世から新成にかけての海成層の砂岩、泥岩および砂岩・泥岩の互層からなる堆積宮崎層群が四万十帯を覆い東に $10\sim 20^\circ$ の緩やかな傾斜を呈し分布している^{15),16)}。

地質断面としては、宮崎市中心部西の宮崎大橋付近から宮崎駅に向かう西東の線に深さ $50\sim 60m$ (海水面下)の深い谷地形が存在する。そしてその谷は、南面を大淀川左岸部に張り出した浅い谷($10m$)にさえぎられて、宮崎駅南部から北東の方向に進路を変える。この南部谷壁面は、急激な斜面をもった谷壁のまま東部の海岸砂丘下に没する。一方、この谷の北壁面は下北方台地に向かって数段となり、ゆるやかに上昇する。ここでは、宮崎市地盤図¹⁷⁾に示された地盤図の内、2.3の常時微動計測に用いた③-③横断図と④-④横断図の、概要を示す(Fig.2.2-2)。

③-③横断図¹⁷⁾

当該断面図は、一ツ葉海岸の県教育センター付近から西に向かい、大島住宅、宮崎神宮を通過して下北方台地下段に向かう断面線で、下北方及び江平浮之城低地縁の自然堤防地形と海岸砂丘を横断する。

特徴的なのは、上部地層が殆ど砂質土で占められていること、大島住宅下段の新別府川低地帯下位に、ゆるいV字型の谷が形成されていることである。上部砂層は、砂礫層の発達が顕著であり、特に神宮付近から浮之城にかけては、砂礫のみでなく砂層が深く堆積している。シルト層等の粘性土は、上部層ではレンズ状に僅かに挟むか、存在しない場合が多い。

④-④横断図¹⁷⁾

一ツ葉海岸の入江付近から宮崎駅を通り、市街地中心部を抜けて国道10号線沿いに生目の戦場坂付近に至る断面線で、上部層については、最上部表土、上部砂礫層が存在し、その砂礫層は層厚 $10m$ で分布している。しかし、砂礫層下位の砂質土については、横方向でシルト層に移化する場合が多いため、複雑な断面形を示す結果となっている。基盤岩は、河岸部および中心部に2つのU字型谷地形がみられ、海岸部が浅いことを示している。

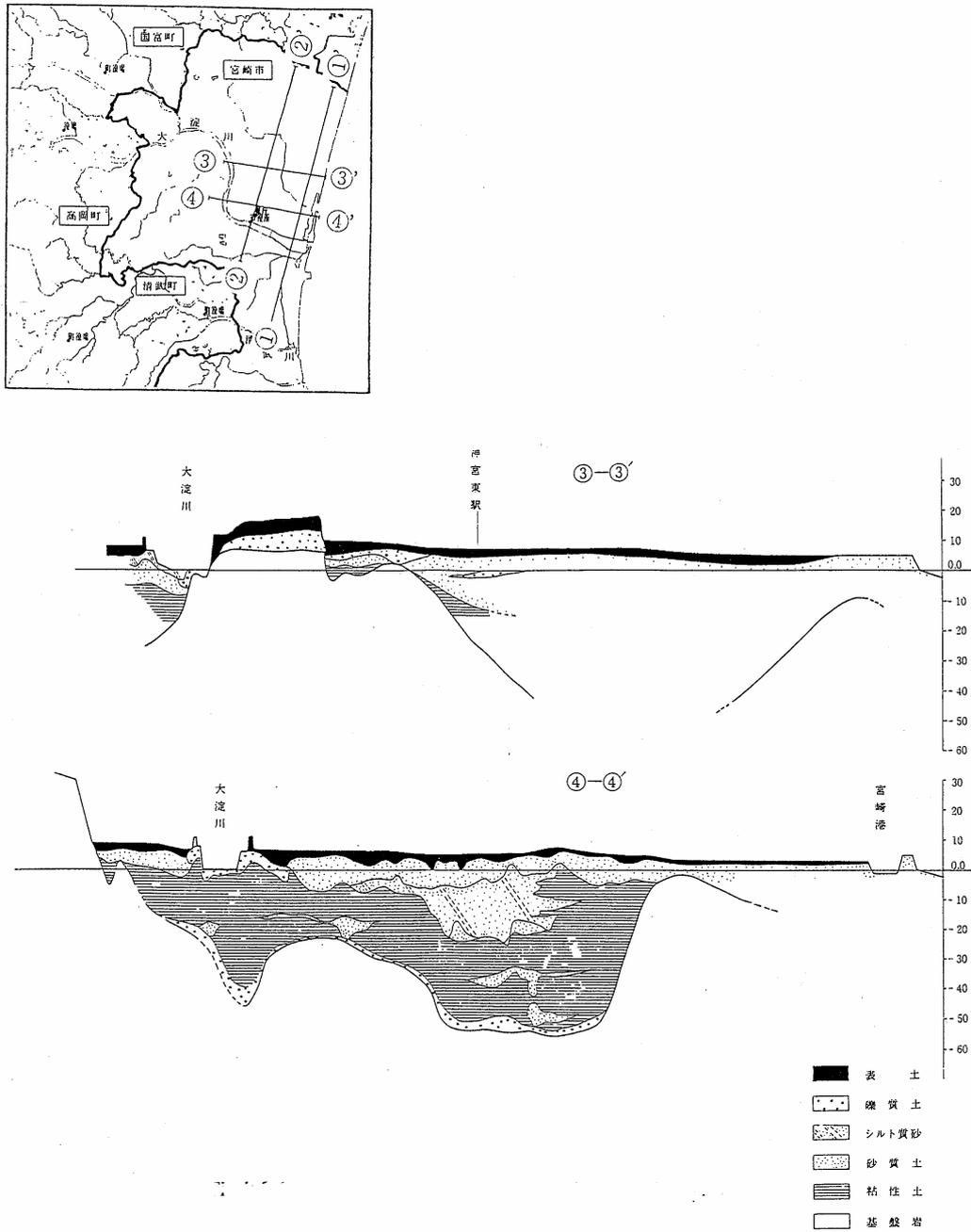


Fig.2.2-2 Geologic cross-sections of Miyazaki city.¹⁷⁾

2.3 宮崎市における常時微動計測

2.3.1 はじめに

地盤は人為的または自然の力を受けて、常に微小振動している。これらの微小な地盤振動は、常時微動と呼ばれる。常時微動には、その地点の振動特性に関する情報が含まれているはずであるので、実際の地盤に地震計を設置し、常時微動計測を行い、地盤の振動特性を把握することができる。

常時微動は、人体で感じられないほどの弱い地盤の揺れであるため、地盤のひずみレベルは小さく、常時微動によって地盤の線形応答特性が把握されることになる。兵庫県南部地震の様に強い揺れによって地盤の非線形特性が生じる地盤のひずみレベルとは異なるが、地盤の動的特性の初期値 (G_0) を知る意味で重要な計測であり、地盤の伝達比(H/V スペクトル)¹⁸⁾ から卓越振動数が抽出できるという方法が提案され、マイクロゾーネーション¹⁹⁾にも利用されている。また、H/V スペクトルに関する研究は、第 33 回地盤工学研究発表会 (1998.7) だけでも、9 件の研究発表^{20)~28)}がされ、諸外国でも広く応用研究がなされている^{29),30)}。

常時微動計測の優位な点は、計測が比較的簡単であることにある。本検討では、宮崎市地盤の動的特性の把握並びに、H/V スペクトル法の検証のために、常時微動結果と堆積層の層厚および N 値と PS 検層結果との比較を行う。

2.3.2 計測システム概要

宮崎市における常時微動計測は、1996 年 12 月 25 日に行った。本計測の目的は、当該地域の堆積層の分布および動的な地盤特性を把握するためのものである。

この計測では、携帯用の常時微動計測システム SPC-35F(Fig.2.3-1)を用いた。その仕様を Table2.3-1 に示す。計測機器は速度計であり、この信号は 8 チャンネルの 0.1Hz のローカット・フィルターを有したデジタルアンプで増幅し、16 ビット AD のコンバーターを使用して、パーソナル・コンピュータのハードディスク上に記録される。記録は 2 分間、0.01 秒のサンプリング間隔で集録される。各地点の計測は、水平方向の 2 成分と垂直方向の 1 成分の 3 チャンネルで計測する。

Table 2.3-1 Specifications of microtremor equipment .	
Input channels	8 ch.
Pick-ups	Pieso-Electric, Velocity type
Sensing Direction	Vertical or Horizontal, as Selected
Full Voltage Scale	-10 to 10 V
A/D Converter	16 bits (above 80 dB)
Sampling Rate	0.001 - 1 s.
Pre-Event Memory	0 - 5000 Time Steps
Time Units	Month, Day, Hour, Minute and Second
Time Correction	By N.H.K. Radio Broadcast
Trigger	One Selected Channel (1 - 8)
Trigger Modes Mode	Manual; Automatic; Fixed Time
Trigger Level	0.1 to 50% full scale
Monitoring	8 ch. of D/A converter (12 bits)
Consumption Power (3 pick-ups)	100V (60VA); 12V (300 mA)
Operation Environment	Temp. 10-35°C ; Humidity -20-80%
Recording Medium	Micro Floppy Disk
Dimensions	460(W)×170(H) ×330(D) mm.
Weight	10 kg.



Fig.2.3-1. Microtremor observation unit and pick-ups.

2.3.3 検討項目

地盤の常時微動計測において、常時微動記録から入力振動の影響を消去し、地盤の振動特性を抽出する方法として、水平の常時微動スペクトルを鉛直のスペクトルで除した H/V スペクトルを用いる。

地盤の常時微動の解析手法は、具体的には X 方向、Y 方向、Z 方向の各成分を 20 秒間ずつ 6 部分に分割し、それぞれのスペクトルを算定し、その結果から、卓越振動数を算出する。処理方法は 2.3.4 に示す。

調査対象は、宮崎市内の代表地盤であり、対象地点は Table2.3-2 に示すとおりである。なお、2.2.2 に示した宮崎地盤図における地質断面上の③-③断面、④-④断面を③-③測線、④-④測線とし、計測は南北方向を X、東西方向を Y、鉛直方向を Z 方向とする。

Table 2.3-2 Measurement Points		
ST No.		
③-③	Z716	宮崎市阿波岐ヶ原町
③-③	Z575	宮崎市吉村町引土
③-③	Z447	宮崎市船塚
③-③	JM-1	气象台
④-④	Z267	宮崎市フェリーターミナル
④-④	P-2	宮崎県立体育館
④-④	Z13	宮崎市高洲地先・橘公園
④-④	MYZ-C	宮崎市役所・防災研地震計設置場所
④-④	MZ4	宮崎市大坪町

2.3.4 処理方法

(1)H/V スペクトルの適用

常時微動は、さまざまな振動源によって引き起こされるホワイトノイズが振動源となる。ホワイトノイズには、色々な大きさの振動数が含まれる。しかしながら、地表面で記録された常時微動には、地盤の振動特性を反映した幾つかの卓越した振動数が存在すると考えられるが、この情報には振動源や伝播経路の影響が含まれていることは否定できない。しかし、振動源と伝播経路を取り除く試みとしては、相対的増幅特性として 2 点間のスペクトル比を利用する方法が採られる³¹⁾。本来、基盤と地表面のスペクトル比を採るのが理想であるが、簡易に地表における常時微動の水平成分と鉛直成分のスペクトル比を算定することで、地盤の卓越振動数が抽出できるという方法 (H/V スペクトル法, Fig.2.3-3) が提案されている。



Fig.2.3-2. Microtremor observation points.

Nakamura(1989)¹⁸⁾は、地表面で観測された微動の上下動成分に対する水平動成分のスペクトル比を用いる方法を提案した。微動の上下成分に対する水平成分のスペクトル比は基盤と地表間のS波の伝達関数に一致するとされる。つまり、基盤面の水平動 H_B と鉛直動 V_B を等価なものとして仮定し、さらに基盤面から地表面の鉛直動に大きな変動がないとして、地表面の鉛直動 V_S を基盤の水平動 H_B と等価なものとし、地表の水平動を地表の鉛直動で除することで、スペクトル比を算出した。いわゆる H/V スペクトル S_M (*modified site effect function*) である。

$$S_M = \frac{H_S / H_B}{V_S / V_B} = \frac{H_S}{V_S} \quad (2.3-1)$$

計測は、3成分の速度タイプのセンサーを使用することによって行った (Fig.2.3-1)。センサーの周波数特性は、1Hz-10Hz 間で平坦な特性を持っているので、特性範囲外の周波数領域は、デジタル・フィルターによって削除した。各地点の計測データを6つの時刻に分け、各々の部分のフーリエ・スペクトルを求め、6部分の集合平均を用いた。また、6つの時刻は非常に高いノイズの部分、たとえば、計測中に近傍をトラックなどの重機が通過した等の時刻部分は除去し、0.4Hz の Parzen ウィンドウを用いてスペクトルを平滑化した。常時微動計測波形の分析手順を Fig.2.3-4 に示す。

本論文では、水平の NS 成分と EW 成分のそれぞれのフーリエ・スペクトル F_{NS}, F_{EW} に対し、鉛直動 UD のフーリエ・スペクトル F_{UD} の比である AR_{NS}, AR_{EW} を以下のように定義して、

$$AR_{NS}^i(f) = \frac{F_{NS}^i(f)}{F_{UD}^i(f)} \quad AR_{EW}^i(f) = \frac{F_{EW}^i(f)}{F_{UD}^i(f)} \quad (2.3-2)$$

$i=1, \dots, n_d$: *ith windows of stationary portion of microtremor record.*

In this analysis $n_d=6$.

H/V スペクトル比 $AR(f)$ を以下のような定義式から求めた。

$$AR(f) = \frac{1}{n_d} \sum_{i=1}^{n_d} \sqrt{AR_{EW}^i(f) AR_{NS}^i(f)} \quad (2.3-3)$$

$$AR(f) = \frac{1}{n_d} \sum_{i=1}^{n_d} \frac{\sqrt{F_{EW}^i(f) F_{NS}^i(f)}}{F_{UD}^i(f)} \quad (2.3-4)$$

そして、地盤の卓越振動数は、H/V スペクトル比 $AR(f)$ がピークとなる振動数から求める (図 2.3-5 にその手順を示す)。

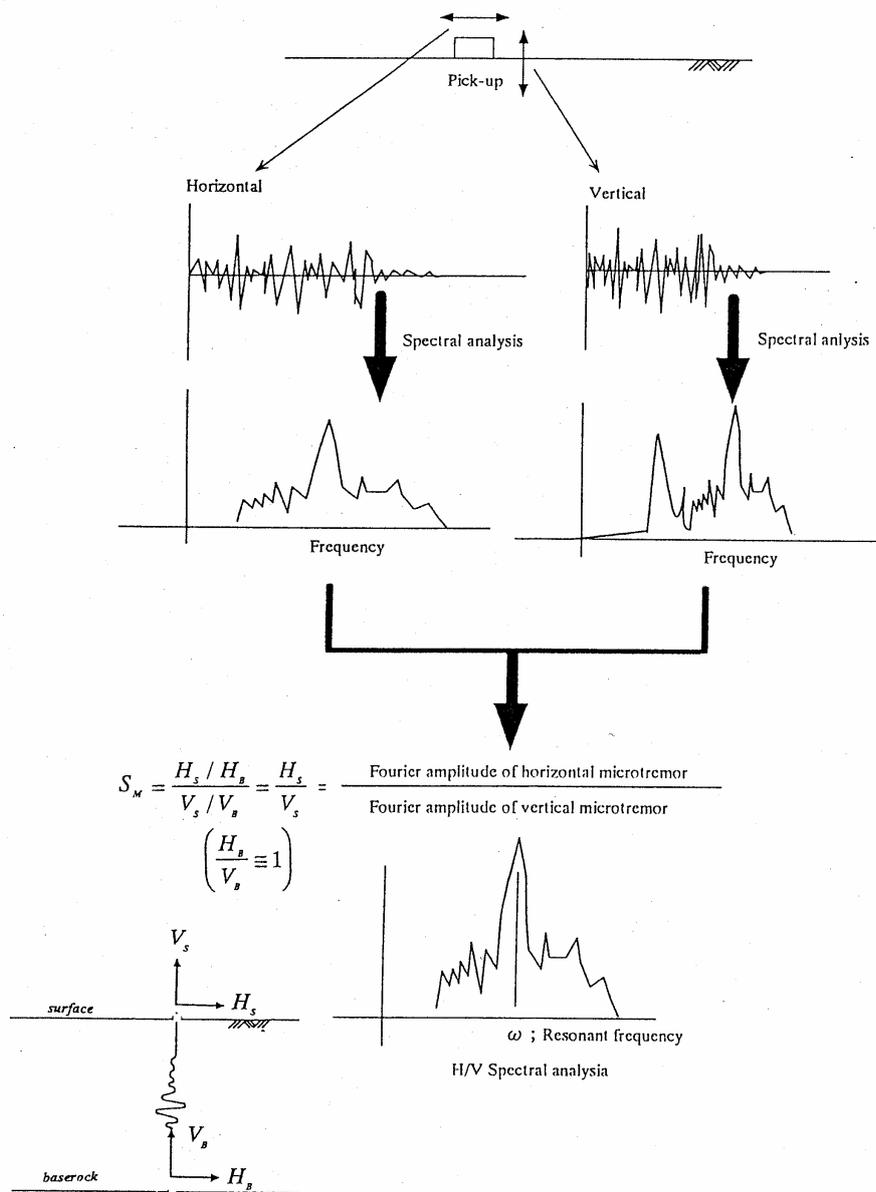


Fig .2.3-3 **Soil characteristics by ‘(H/V-Ratio) technique’:** The traditional spectral ratio technique computes the ratio of the Fourier transform of the signal at the measuring point (surface), to the same quantity at the reference point (baserock). The amplitude ratio calculated in this study defined by Nakamura (1989)¹⁸⁾. H/V-Ratio is based on ratio of horizontal to vertical smoothed Fourier spectra of the microtremor data. According to the Nakamura’s technique, a *modified site effect function*, S_M , which is the ratio of site effect of interest over amplitude effect of the source, has been introduced as follows:

$$S_M = \frac{H_s / H_B}{V_s / V_B} = \frac{H_s}{V_s}$$

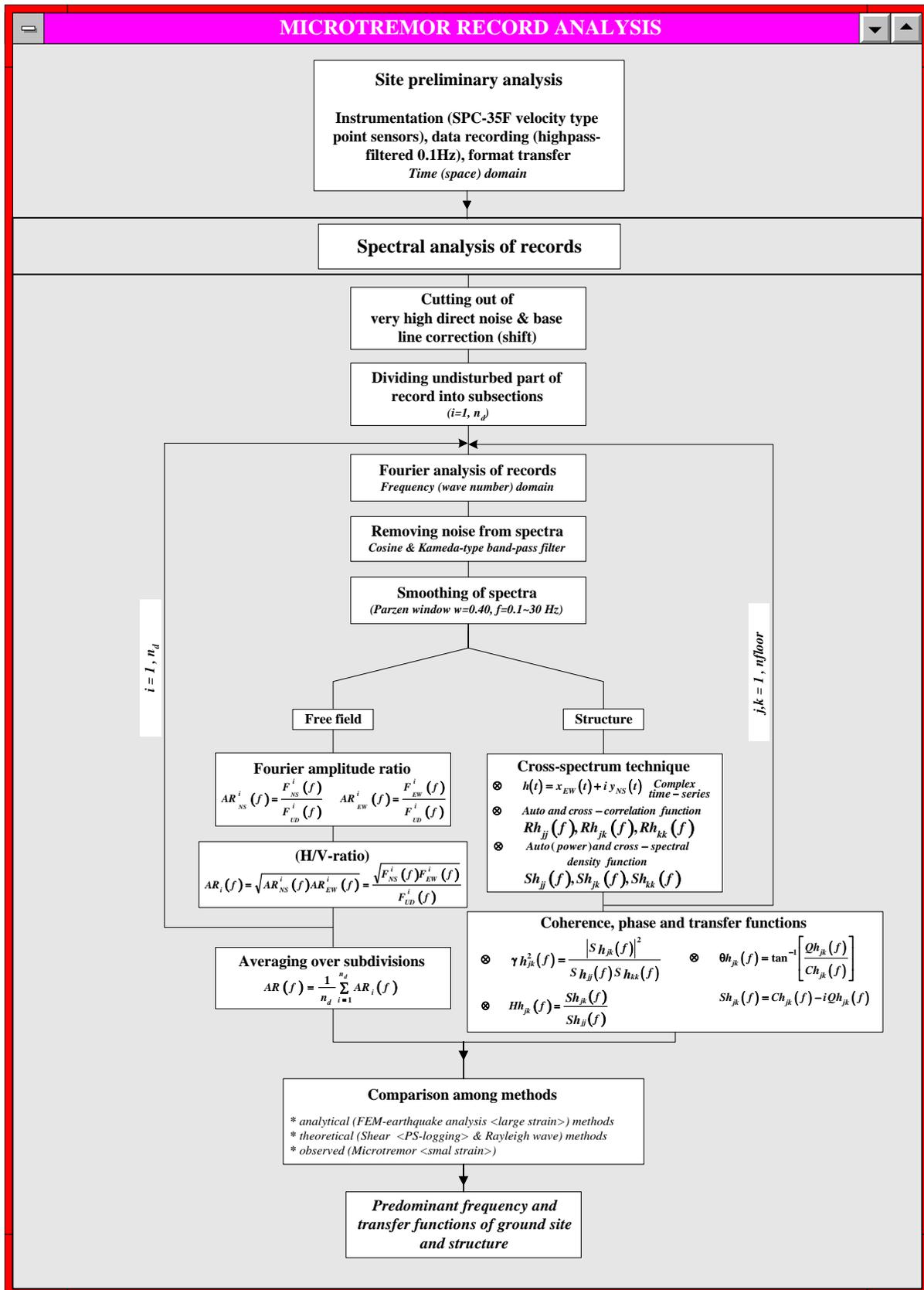


Fig. 2.3-4 Flowchart of procedures for microtremor record analysis used in this study.

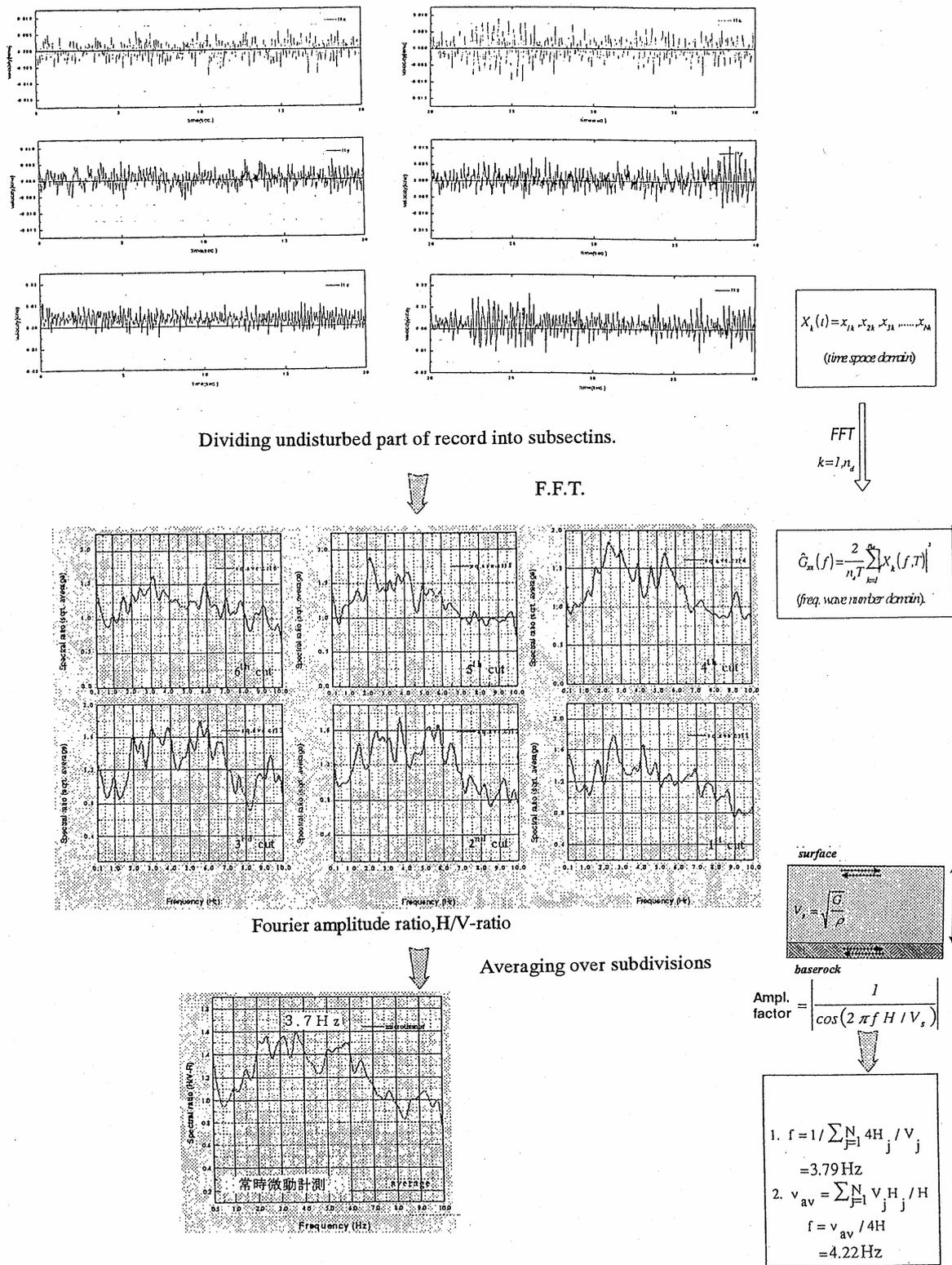


Fig.2.3-5 Flowchart of a resonant analysis for microtremor records on ground.

(2)地盤の卓越振動数との比較

ボーリング孔を使用して求められる、地盤のせん断波速度 V_s と地表地盤の厚さ H から、地表地盤の卓越振動数を以下のように算定することができる。弾性範囲内の地盤に鉛直方向から S 波が入射する場合(Fig.2.3-6)、波動理論によれば増幅特性は次式のように与えられる。

$$\text{Amplification factor} = \left| \frac{\text{surface motion}}{\text{bottom motion}} \right| = \left| 1 / \cos \left(\frac{2\pi f H}{V_s} \right) \right| \quad (2.3-5)$$

上式の右辺が無限に大きくなる場合、共振現象が生じる。すなわち、 PS 検層結果または $SPT(N$ 値)によって得られたせん断波速度 V_s^i と、地表から基盤までの深さ H によって、次の 2 式のうちのどちらかにより、地盤の卓越振動数 f_R を計算することができる。

$$1. \quad f_R = \sum_{i=1}^N \frac{V_s^i}{4H^i} \quad (2.3-6)$$

$$2. \quad f_R = \frac{V_{av}}{4H} \Leftarrow V_{av} = \sum_{i=1}^N \frac{V_s^i H^i}{H}, \quad H = \sum_{i=1}^N H^i \quad (2.3-7)$$

ここに、 V_s^i : 第 i 層のせん断波速度、 H^i : 第 i 層の層厚

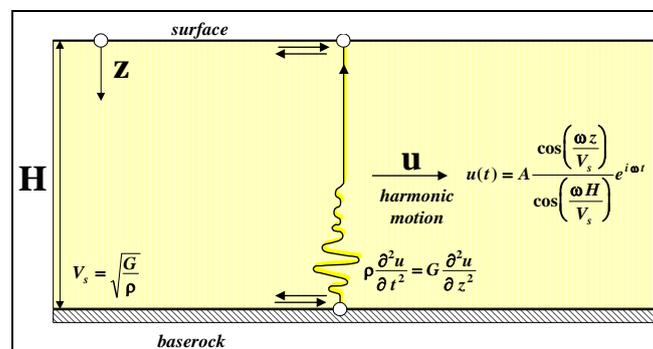


Fig.2.3-6 Amplification in an elastic ground

2.3.5 検討結果

(1)地盤の卓越振動数

各計測地点の卓越振動数を Table2.3-3 および Fig.2.3-7 に示す。当該地点の平均的卓越振動数は 1.27Hz で比較的柔らかいことがわかる。また、Fig2.3-8(a)に③-③断面上の常時微動結果を、Fig.2.3-8(b)に④-④断面上の結果を示す。

③-③断面上の結果では、宮崎層群を基盤とする堆積層の深さに卓越振動数が大きく左右される。堆積層が 50~60m と厚く存在する Z716,Z575 では、1Hz 程度となり、堆積層が 10m と浅い Z447,JM-1 では、1.3Hz 程度であった。

④-④断面上においても、基盤の深さに卓越振動数が影響され、堆積層が 50~60m と厚く存在する P2 では、1.0Hz 程度となり、堆積層が 30m では、1.5~2Hz 程度となり、堆積層が浅い Z267 では 4Hz 程度である。

Table 2.3-3 Resonant Frequency		
ST No.	resonant	frequency
③-③ Z716		1.03Hz
③-③ Z575		1.07Hz
③-③ Z447		1.30Hz
③-③ JM-1		1.30Hz
④-④ Z267		4.19Hz
④-④ P-2		1.00Hz
④-④ Z13		4.75Hz
④-④ MYZ-C		1.47Hz, 1.96Hz
④-④ MZ4		2.15Hz

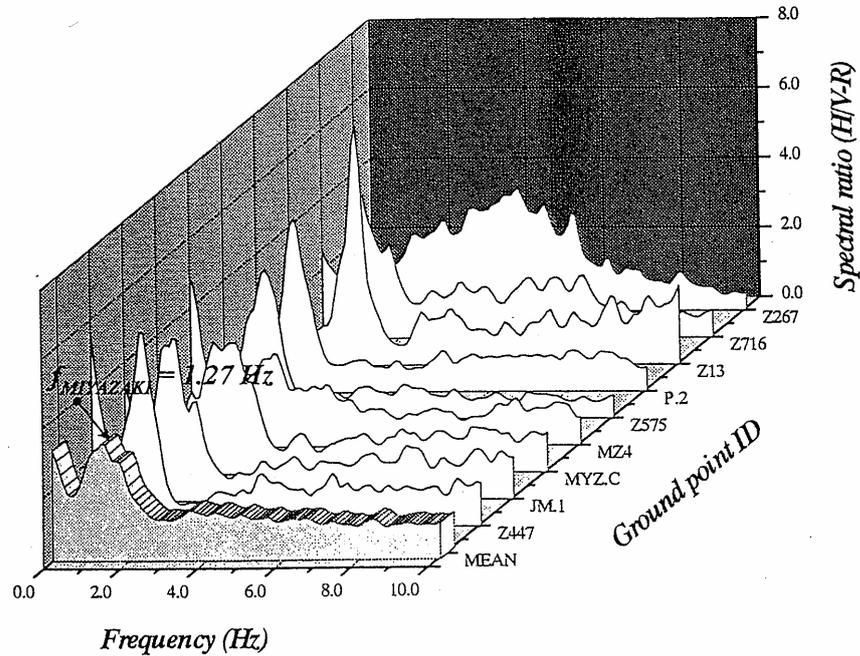


Fig.2.3-7(a) Resonant frequency at 10 observation points.

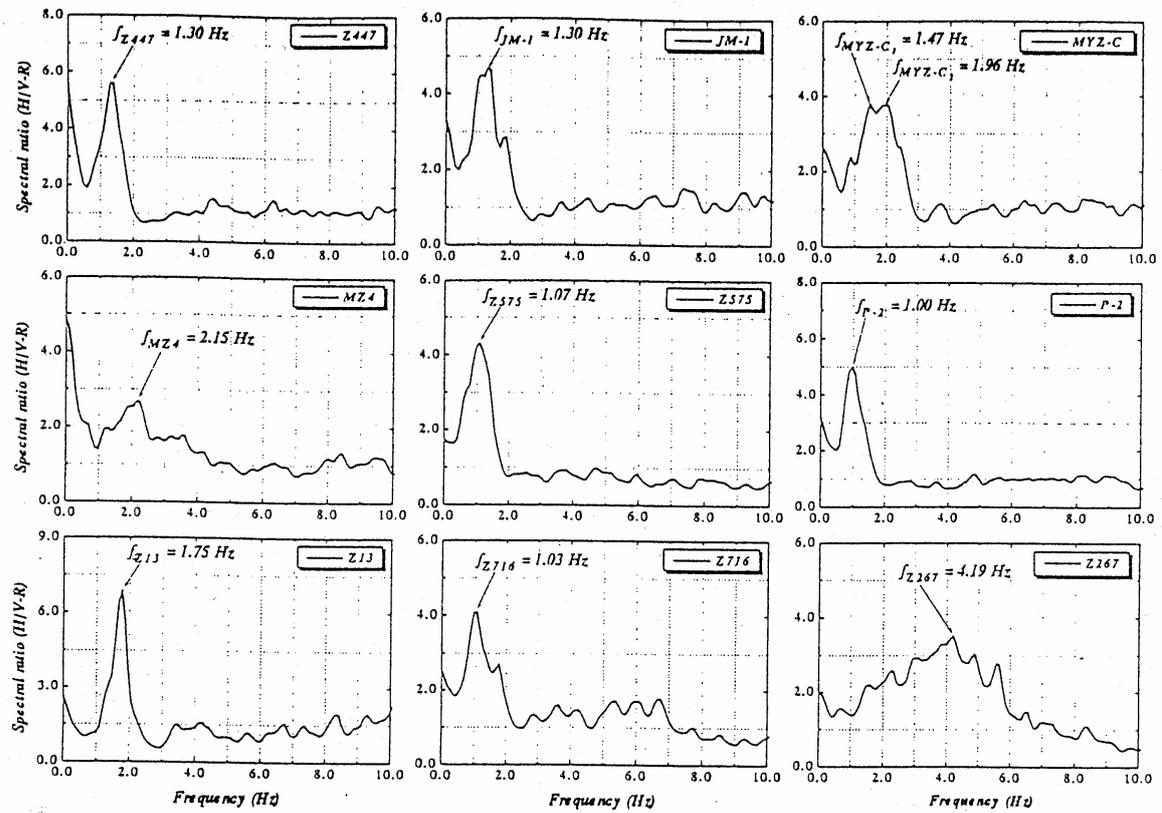


Fig.2.3-7(b) Resonant frequencies of each observation point

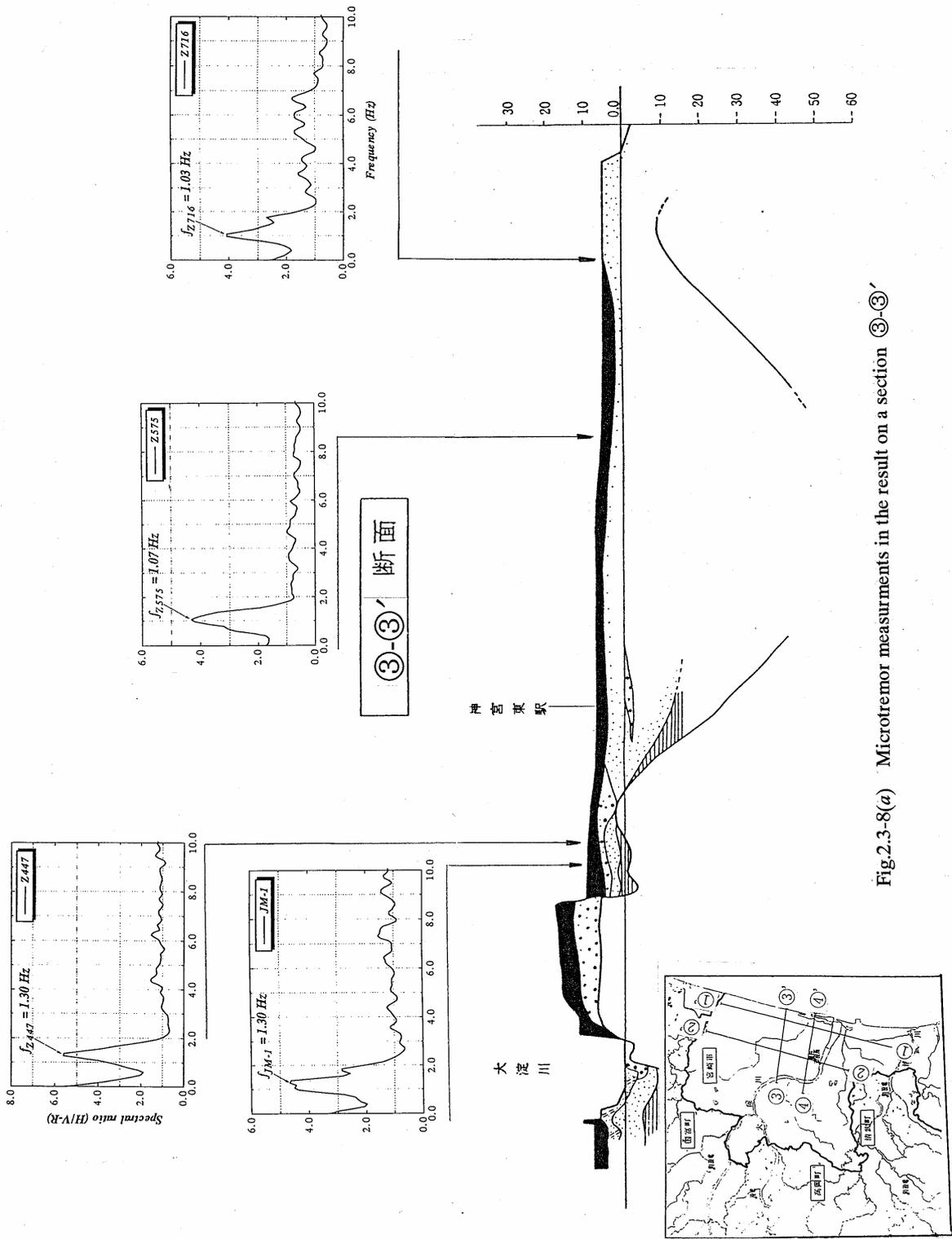


Fig.2.3-8(a) Microtremor measurements in the result on a section ③-③'

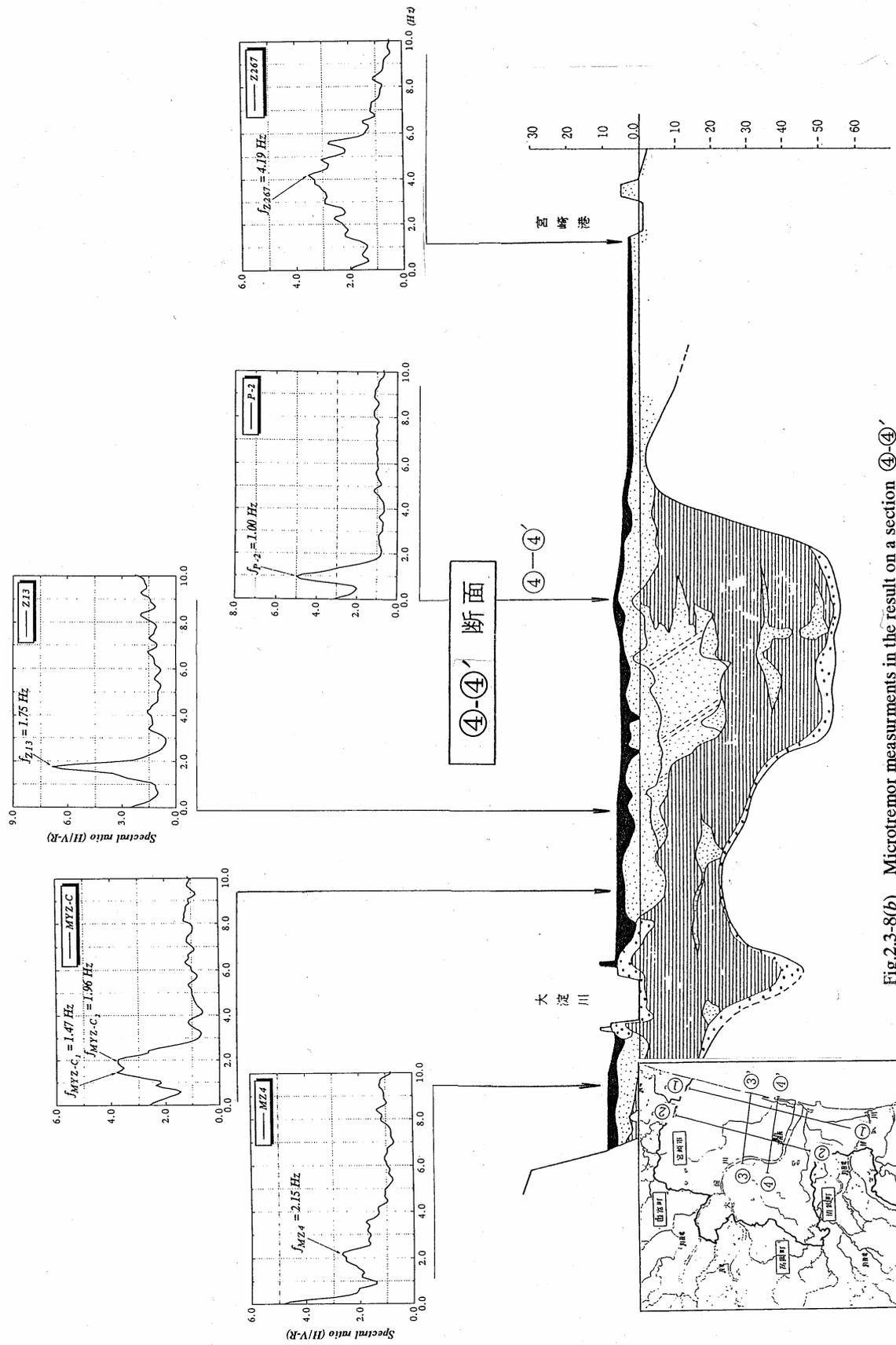


Fig.2.3-8(b) Microtremor measurements in the result on a section ④-④'

(2) せん断波速度の推定

N 値の分布から地盤の S 波速度を算出する経験式が提案されている (Ohta and Goto,1978)³¹⁾。この経験式を船塚 (Z447)、フェリーターミナル (Z267)、橘公園 (Z13)、大坪町 (MZ4) に適用する (Fig2.3-9~12)。

経験式から S 波速度を推定し、地盤の情報より、式(2.3-6)、または式(2.3-7)によって推定される地盤の卓越振動数と常時微動計測による H/V スペクトル比から求められる地盤の卓越振動数を Table2.3-4 に示す。経験式による卓越振動数は計測結果をやや下回るが、観測地点毎の傾向は一致する。また、Fig.2.3-13 に示した基盤の深さとの関係においても、その観測点毎の違いの傾向は、よい一致を示している。

$$V_s^i = 69 N_i^{0.17} D_i^{0.2} F_1^i F_2^i \quad (i = i^{th} \text{ layer})$$

$$N_i = \text{SPT value} \quad , \quad D_i = \text{depth in m. below the surface}$$

$$F_1^i = \begin{cases} 1 & \text{for alluvial deposits} \\ 1.3 & \text{for dilluvial deposits} \end{cases}$$

$$F_2^i = \begin{cases} 1.0 & \text{clay} \\ 1.09 & \text{fine sand} \\ 1.14 & \text{coarse sand} \\ 1.15 & \text{gravelly sand} \\ 1.45 & \text{gravel} \end{cases} \quad (\text{grain size index})$$

(2.3-8)

ST No.	基盤深さ m	観測地点	Vs/4H	Resonant Freq.
③-③	Z716 41	宮崎市阿波岐ヶ原町		1.03Hz
③-③	Z575 55	宮崎市吉村町引土		1.07Hz
③-③	Z447 51	宮崎市船塚	1.05Hz	1.30Hz
③-③	JM-1 -	气象台		1.30Hz
④-④	Z267 13	宮崎市フェリーターミナル	3.74Hz	4.19Hz
④-④	P-2 -	宮崎県立体育館		1.00Hz
④-④	Z13 33	宮崎市高洲地先・橘公園	1.33Hz	1.75Hz
④-④	MYZ-C 20	宮崎市役所・防災研地震計設置場所		1.47,1.96Hz
④-④	MZ4 24	宮崎市大坪町	1.81Hz	2.15Hz

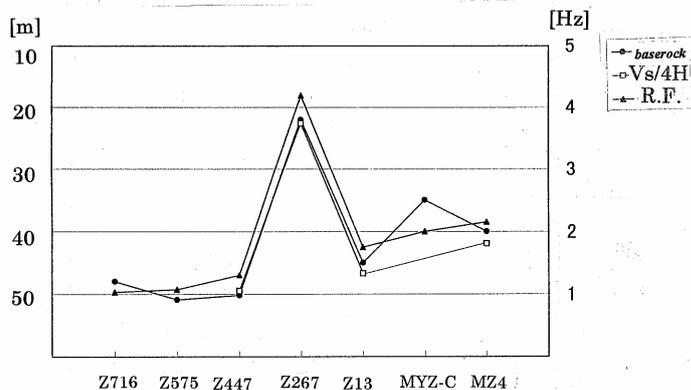


Fig.2.3-13 Comparison of the resonant frequencies with the base rock depth, at each observation

points.

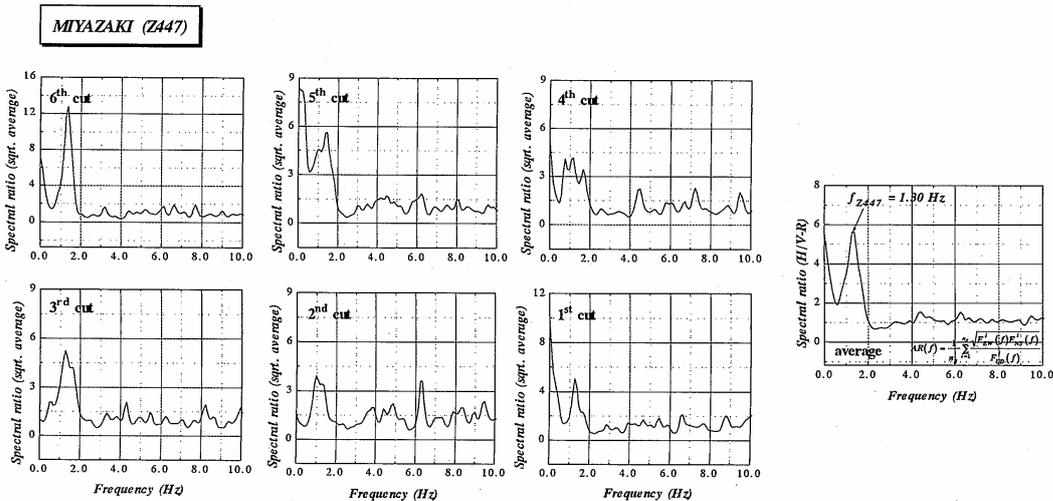
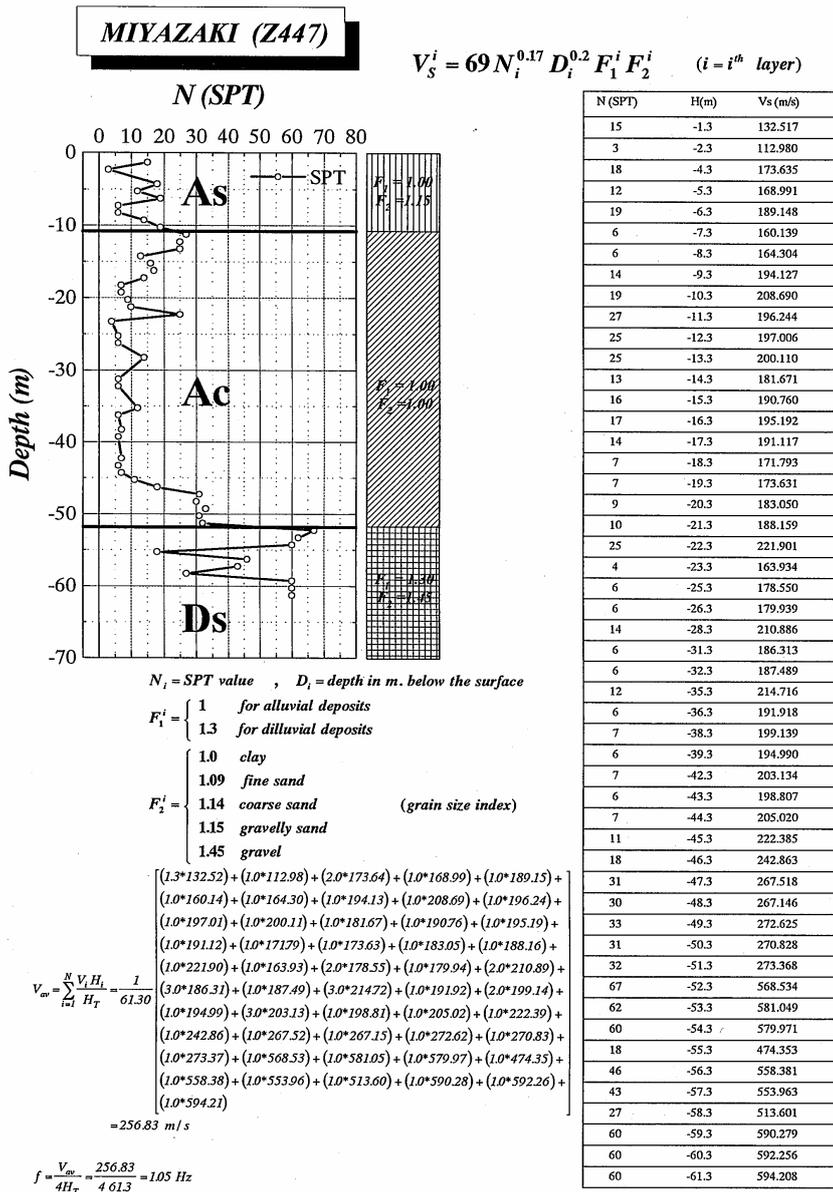
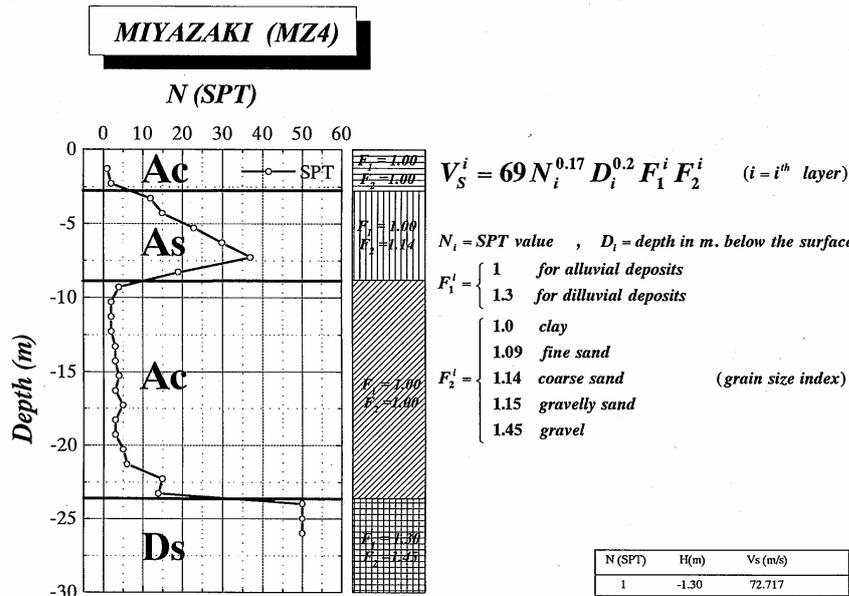


Fig.2.3-9 Estimation of elastic characteristics of soil site by SPT at Z447.



$$V_w = \frac{\sum_{i=1}^n V_i H_i}{\sum_{i=1}^n H_i} = \frac{1}{26.00} \left[\begin{aligned} &(1.3 \cdot 72.717) + (1.0 \cdot 91.700) + (1.0 \cdot 150.376) + (1.0 \cdot 166.872) + (1.0 \cdot 187.112) + \\ &(1.0 \cdot 202.643) + (1.0 \cdot 216.278) + (1.0 \cdot 198.133) + (1.0 \cdot 136.426) + (1.0 \cdot 123.763) + \\ &(1.0 \cdot 126.078) + (1.0 \cdot 128.234) + (1.0 \cdot 139.550) + (1.0 \cdot 141.588) + (1.0 \cdot 150.708) + \\ &(1.0 \cdot 145.344) + (1.0 \cdot 160.429) + (1.0 \cdot 148.748) + (1.0 \cdot 150.339) + (1.0 \cdot 165.643) + \\ &(1.0 \cdot 172.509) + (1.0 \cdot 203.444) + (1.0 \cdot 202.844) + (0.7 \cdot 477.560) + (1.0 \cdot 481.475) + \\ &(1.0 \cdot 485.266) \end{aligned} \right]$$

= 188.63 m/s

$$f = \frac{V_w}{4H_T} = \frac{188.63}{4 \cdot 26.0} = 1.81 \text{ Hz}$$

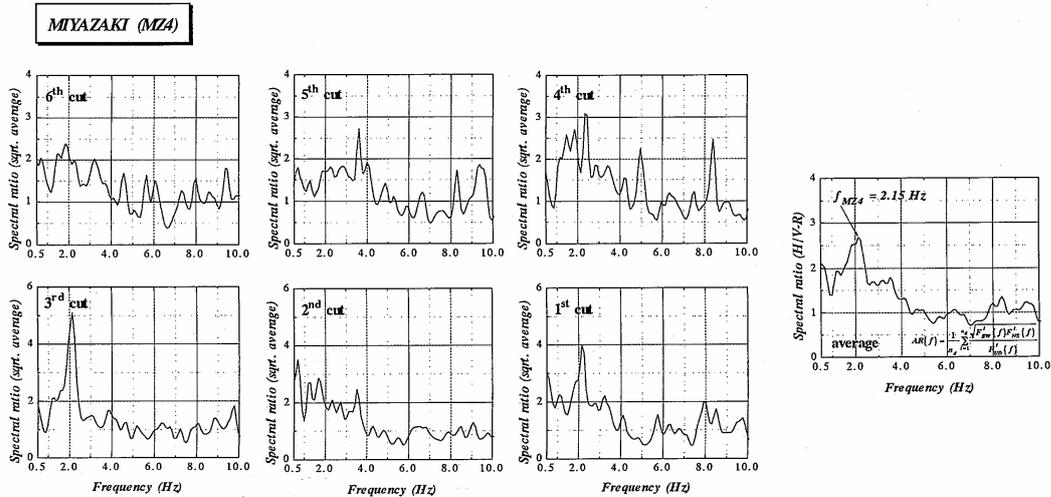


Fig.2.3-10 Estimation of elastic characteristics of soil site by SPT at MZ4.

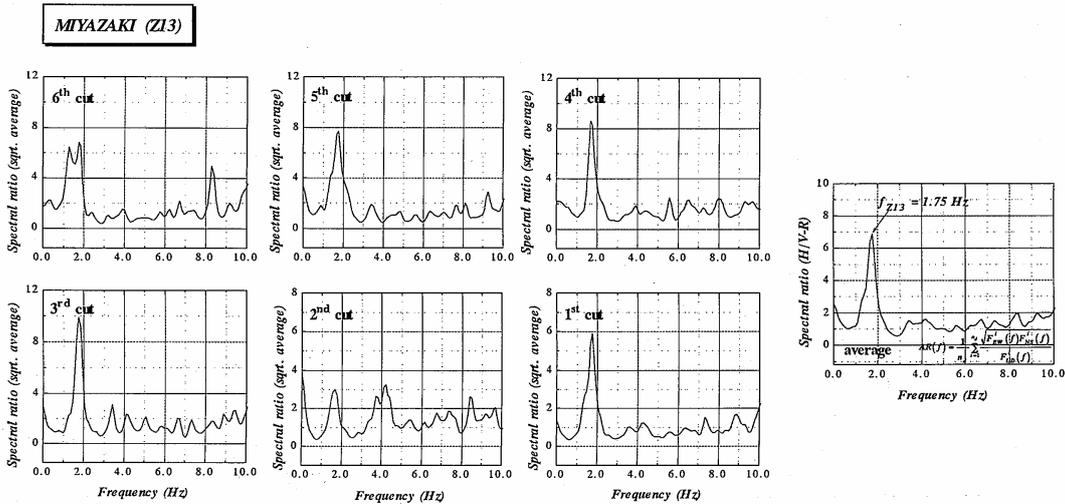
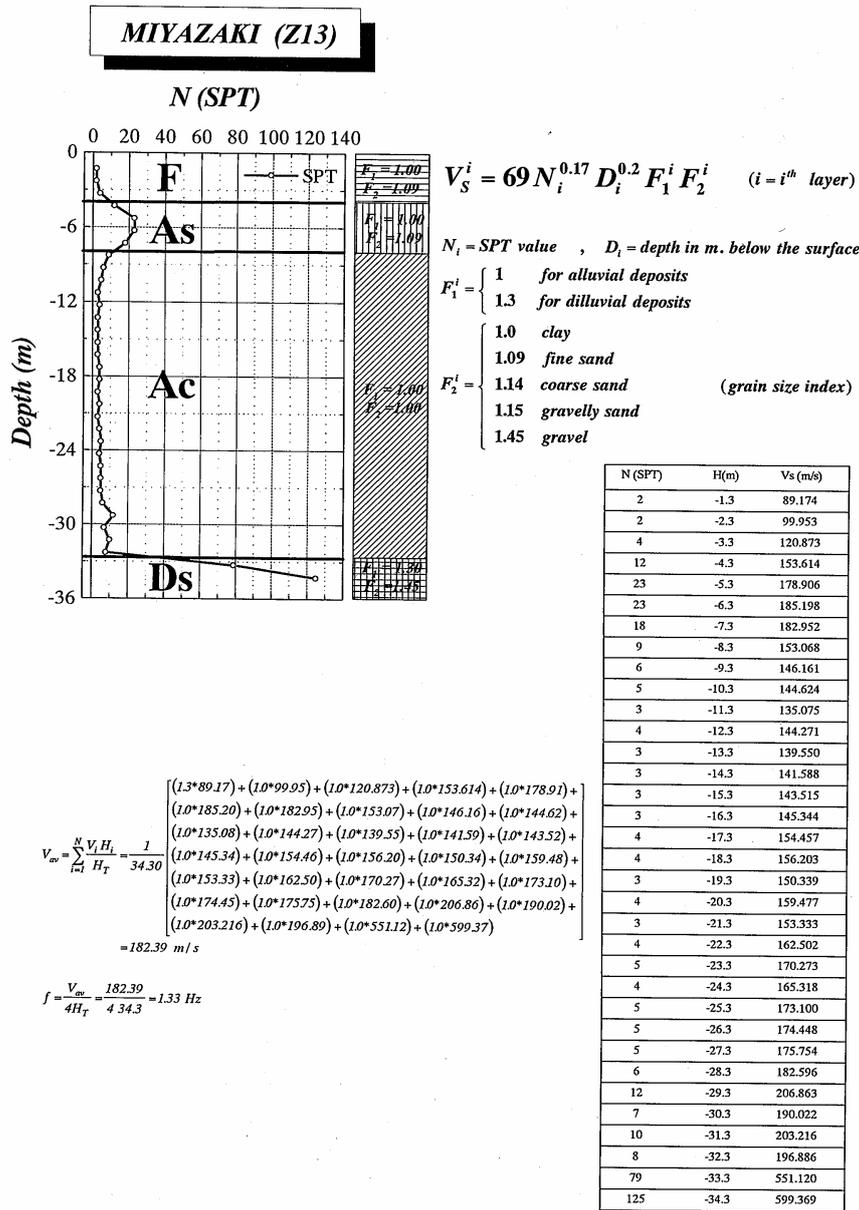


Fig.2.3-11 Estimation of elastic characteristics of soil site by SPT at Z13.

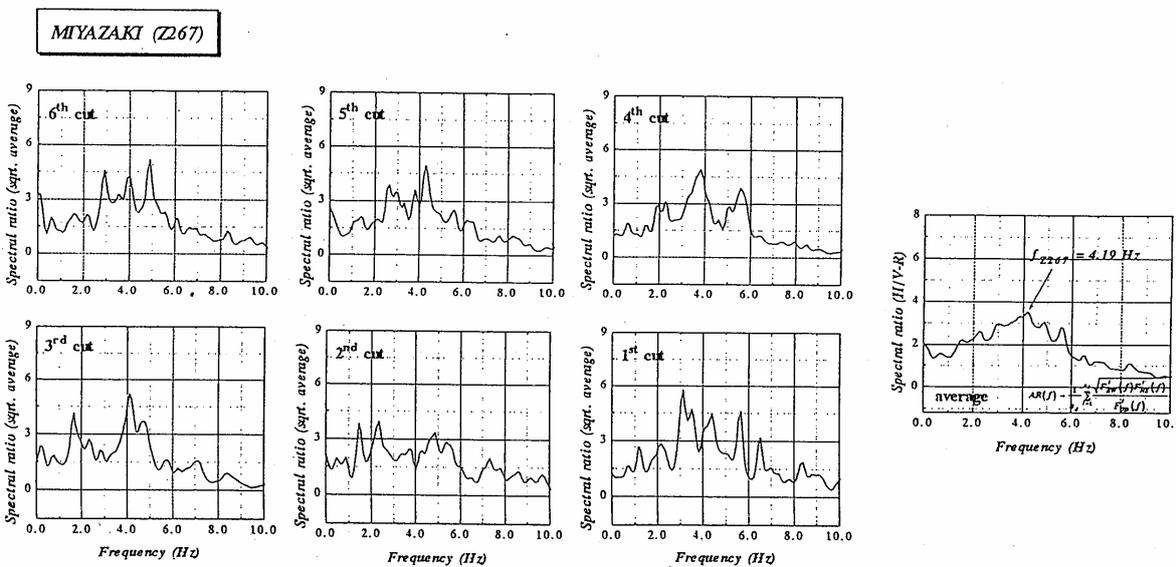
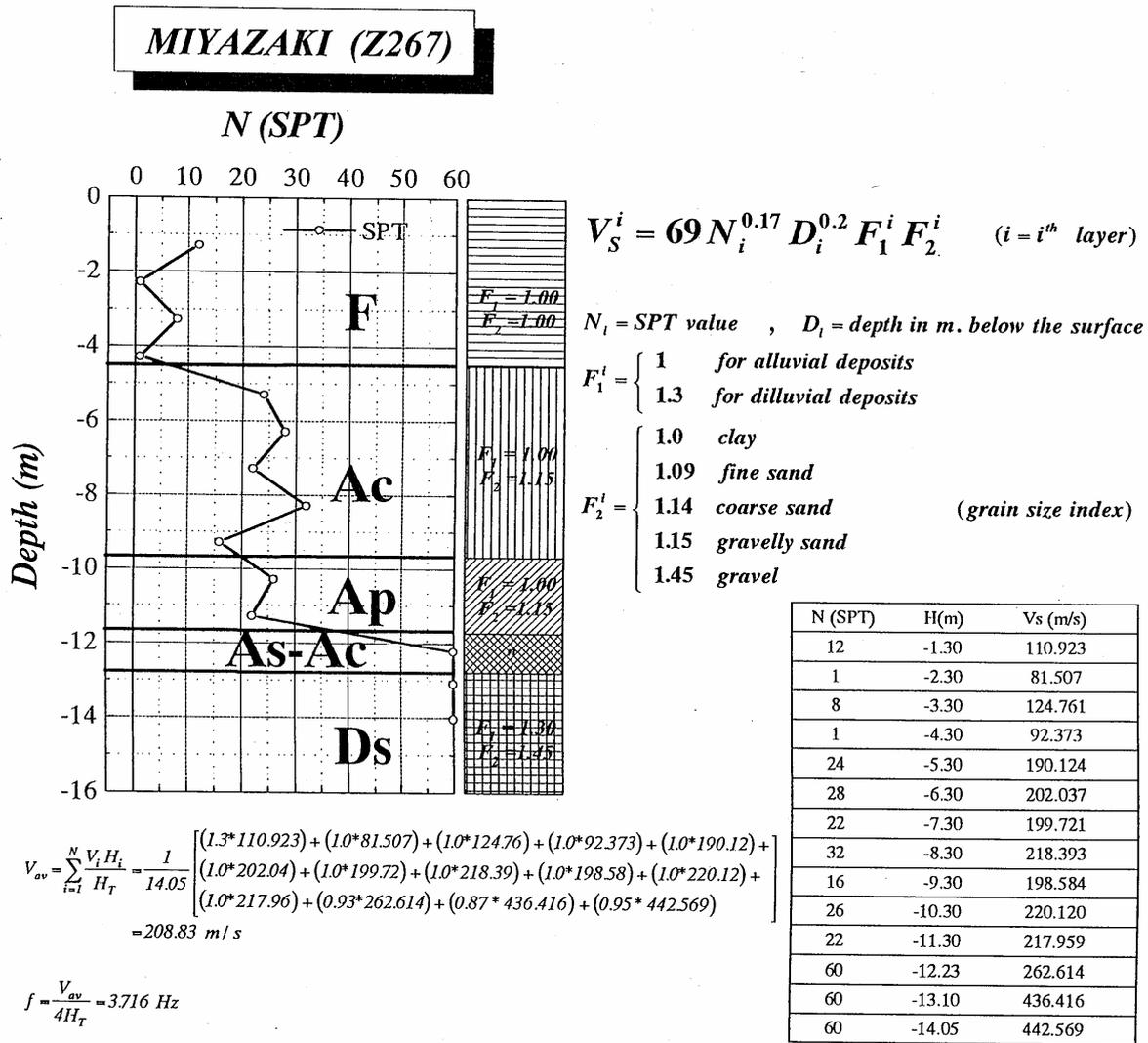


Fig.2.3-12 Estimation of elastic characteristics of soil site by SPT at Z267.

2.3.6 おわりに

常時微動の利用の優位な点は、計測が比較的簡単で安価に実際の地盤の卓越振動数が把握できることにある。常時微動は雑振動であるため、振動源の特性を消去する必要がある。今回は、水平の常時微動スペクトルを鉛直のスペクトルで除した H/V スペクトル法を用いた。宮崎市内の観測点の H/V スペクトルを算定し、スペクトルの平均化を実施し、卓越振動数を算出し、堆積層の分布、基盤の深さと極めて高い相関を示す結果が得られた。

常時微動計測は、土木学会第 2 次提言において設計規範等にも積極的に利用することが示されている。また、第 33 回地盤工学研究発表会（1998.7）だけでも、H/V スペクトルの研究発表は、9 件の研究発表がされ、諸外国でも多く利用されている。常時微動を“地盤の鼓動”と例えるならば、常時微動計測は地盤の鼓動を直接的に“聴く”ことにあたる。これまでの *N* 値、*PS* 検層、弾性波探査等、地盤調査項目と入れ替えるのではなく、医師が多方面の診断結果から病理を究明するように、地盤特性の把握においても、多方面の診断方法が求められる。今後、地盤特性を把握する調査項目の一つとして、常時微動計測は位置づけられるものと思われる。

[参考文献]

- 1) Morgan, W.J., Rises, trenches, great faults, and crustal blocks, *Journal of Geophysical Research*, Vol.73, No.6, pp.1959-1982, 1968.
- 2) 金折裕司・他：最新地震論，学研，pp.54-64, 1995.
- 3) 多田堯：相模湾北西部とその周辺地域の地殻変動，第 6 回地震・活断層セミナー講演資料，科学技術庁，pp.27-45, 1997.
- 4) 瀬野徹三，魏東平：プレート運動，極東地域のプレート運動：残された課題，月刊地球，Vol.20，pp.497-504,1998.
- 5) 石原和彦，吉田明夫：九州下フィリピン海スラブの形状と地震活動，地震，第 2 輯，第 45 巻，pp.45-51, 1992.
- 6) 鍵山恒臣：やや張力的応力場の火山学，月刊地球，Vol.17, No.6, pp.363-367, 1996.
- 7) 宮崎県：宮崎県地震被害想定調査・報告書，p.2 章 1, 1997.
- 8) 角田寿喜：九州の地震活動と被害の特徴，第 5 回地震・活断層セミナー講演資料，科学技術庁，pp.1-10, 1997.
- 9) 羽鳥徳太郎：九州東部沿岸における歴史津波の現地調査，地震研究所彙報，Vol.60, pp.439-459, 1985.
- 10) 角田寿喜：九州の地震活動と被害の特徴，第 5 回地震・活断層セミナー講演資料，科学技術庁，pp.1-10,1997.
- 11) 宮崎県：宮崎県地震被害想定調査・報告書，pp. 2 章 2-3, 1997.
- 12) 高橋健一：波蝕棚における差別侵蝕—とくに日南海岸青島の波蝕棚について—，中央大学理工学部紀要，第 19 巻，pp.253-316, 1976.
- 13) 平朝彦：海溝域の地質と巨大地震，「南海トラフの巨大地震」次の南海地震にいかに備えるか，科学技術庁，pp.9-11,1999.
- 14) 理科年表読本・日本列島の地質，丸善，pp.28-29，1997.
- 15) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図，海底地形地質調査報告・宮崎，海上保安庁水路部，1997.
- 16) 宮崎県：宮崎県地震被害想定調査・報告書，p. 2 章 4, 1997.
- 17) 宮崎県：宮崎市地盤図，p.20, 1979.
- 18) Nakamura, Y., A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtemors on the ground surface, *QR RTRI*, 30, pp.25-33, 1989.

- 19) Gaull, B.A., Kagami, H., Taniguchi, H., The microzonation of Perth-Western Australia-Using microtremor spectral ratios; *Earthquake Spectra*, Vol.11-2, pp.173-191, 1995.
- 20) 岩楯敏広, 沈堅貞, 野田幹雄, 森七恵, 鈴木謙治, 安藤幸治: 多摩地域の地盤の応答特性, 第 33 回地盤工学研究発表会, 148,B-4, pp.301-302,1998.
- 21) 古本吉倫, 杉戸真太, 矢嶋厚, 荻谷充教: 微動観測に基づく強震時地盤特性の推定に関する検討, 第 33 回地盤工学研究発表会, 567, B-8, pp.1139-1140,1998.
- 22) 高橋鉄一, 斎藤章彦: 斜面上に造成された盛土地盤における常時微動特性, 第 33 回地盤工学研究発表会, 568, E-8, pp.1141-1142,1998.
- 23) 福和伸夫, 西坂理永, 高橋広人, 曾根好徳: 微動調査に基づく名古屋市内の地盤の震動性状に関する研究, 第 33 回地盤工学研究発表会, 569, E-8, pp.1143-1144,1998.
- 24) 小川安雄, 清水謙司, 土岐憲三, 江尻讓嗣: 常時微動観測結果を用いた最大速度増幅特性の評価(京都市域の場合), 第 33 回地盤工学研究発表会, 570, E-8, pp.1145-1146,1998.
- 25) 長谷川剛, 芹生正巳, 金岡正信: 大阪城地盤・石垣の常時微動特性について, 第 33 回地盤工学研究発表会, 571, E-8, pp.1147-1148, 1998.
- 26) 新井洋, 時松孝次: 微動の分散特性と H/V スペクトルに基づく S 波速度構造の推定, 第 33 回地盤工学研究発表会, 572, E-8, pp.1149-1150, 1998.
- 27) 盛川仁, 土岐憲三, 尾上謙介, 赤松純平: 脈動の H/V スペクトルを用いた奈良盆地中央部東端における基盤岩構造の推定, 第 33 回地盤工学研究発表会, 573, E-8, pp.1151-1152,1998.
- 28) Tokeshi, J.C., Sugimura, Y., Estimation of the natural frequency of a horizontally layered ground using 3D wave propagation theory, 第 33 回地盤工学研究発表会, 575, E-8, pp.1155-1156,1998.
- 29) Lachet, C., and P.Y. Bard, Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the 'Nakamura' technique, *J. Phys. Earth*, 42, pp.377-397,1994. Lermo, J. and F.J. Chavez-Garcia, Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, pp.1350-1364,1994.
- 30) 堀家正則, 趙伯明, 竹内吉弘, 川瀬博: 微動と地震動から推定された地盤特性の比較, 地震, 第 2 輯, 第 50 卷, 第 1 号, pp.68-87, 1997.
- 31) Ohta., Y. and Goto., N., Empirical shear wave velocity equation in terms of characteristic soil indexes, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol.6, pp.167-187, 1978.

Chapter 3

経験的および確率論的グリーン関数法による地震動 加速度波形の合成法

3.1 まえがき

小地震による記録をグリーン関数とみなし、これを用いて大地震による強震動波形を合成する方法（経験的グリーン関数法）に関して、最近、多くの研究成果が発表されてきている。これらの研究論文の詳細は Irikura(1994)¹⁾の論文に譲るが、この基本的考えは、Hartzell(1978)²⁾によって最初に示され、次のような考察に基づいたものである。

観測された地震動記録には、震源特性並びに、震源から観測点に至る地震波の伝播特性が反映されている。したがって、大地震による地震動を予測する場合に、大地震の震源近くで発生した同じような震源特性を持つ小地震の観測波形を用いると、この観測波形にはすでに地震波の伝播特性が反映されているので、あとはこの小地震と予測の対象である大地震の震源特性の違いのみを修正すればよいことになる。したがって、このような経験的グリーン関数法の長所は、小地震による観測波形をグリーン関数として用いるところにある。

しかし、本研究では、確率論的震源モデルによる波形をグリーン関数として用い、大地震の断層破壊伝播、断層の大きさと観測点の幾何学的関係等を考慮して大地震による強震動波形を合成することを試みる。経験的グリーン関数法は、現実地盤における地震波の伝播特性を評価しているという長所を有するが、本方法では、この伝播特性が近似的に評価される。しかし、従来の方法のように大地震の断層破壊伝播特性や観測点との幾何学的関係が考慮されるという点に加えて、グリーン関数として用いることのできる適切な観測波形がない建設地点においても震源特性を考慮した強震動の波形合成が可能となる。このような本方法の考え方は、すでに Irikura¹⁾、Joyner and Boore (1986)³⁾、釜江・他 (1991)⁴⁾、佐藤・他 (1994)⁵⁾、原田・他 (1995)⁶⁾ が示しているが、上述したように地震波の伝播特性が近似的に評価されるという弱点があり、また、従来の研究では、小地震によるグリーン関数に断層破壊方向と継続時間の関係（ディレクティビティ効果）が考慮されていないため、これらの適用に当たっては、用いたモデル・パラメータとの関係を明確にしながら、実地震波形との比較を通じて問題点や有効性を検討しておかなければならない。

そこで、本章では、小地震によるグリーン関数において断層すべり方向と継続時間（ディレクティビティ効果）を考慮し、鹿児島県北西部地震（M6.3,1997.3.26）による地震動を再現した。この比較検討では、本震の震源域で発生し、本震と同じ震源メカニズム（P波初動の分布）を有する数個の余震記録による観測波形を用いて経験的グリーン関数法に使用する適切な小地震波形の選択問題を検討する。そして、Shinozuka *et al.*(1967)⁷⁾の手法を用いて、一様確率分布位相角を有する正弦波の級数和によって計算される波形をグリーン関数として用いる確率論的グリーン関数法により本震の記録を再現し、防災科学技術研究所の地震観測ネット（K-Net）で得られた観測波形と比較検討する。

3.2 震源断層を考慮した経験的および確率論的地震動の波形作成

3.2.1 経験的および確率論的グリーン関数を用いた強震動の波形合成法

長さ L 、幅 W の大地震の断層は、長さ ΔL 、幅 ΔW の小断層を集合したものとする (Fig.3.2-1)。大地震の地震動 $u(x, \omega)$ を求める計算式は、小地震の地震動 $u_0(x, \omega)$ を用いて近似的に次式で与えられる (原田・他 (1995)⁶⁾)。

$$u(x, \omega) = \sum_{m=1}^{N_L} \sum_{n=1}^{N_W} \frac{R_0}{R_{mn}} T_{mn}(\omega) e^{-i\omega(\tau_{mn} + t_{mn})} u_0(x, \omega) \quad (3.2-1)$$

$u_0(x, \omega)$ に実小地震の記録を用いる場合には、経験的グリーン関数法と呼ぶ。3.2.2 に示す人工的に作成した波形を用いる場合には、確率論的グリーン関数法と呼ぶ。上式は実体波の遠方近似解に基づくが、この式を時間領域に変換したものは、Irikura(1986)¹⁾ の定式と一致する。ただし、Irikura(1986)¹⁾ の定式化では、特定の形式の伝達関数 T_{mn} が与えられている。ここに、 τ_{mn} は断層の破壊面が震源から小断層(m, n)に到達するまでの時間遅れを表わす。また、 t_{mn} は震源と小断層(m, n)から発生した S 波が観測点に到達する時間差を表わす。したがって、これらの時間遅れは次式のように表わされる。

$$\tau_{mn} = \frac{\zeta_{mn}}{V_R}, t_{mn} = \frac{R_{mn} - R_0}{C_S} \quad (3.2-2)$$

ここに、 V_R は断層の破壊速度、 C_S は S 波の伝播速度を表わす。また、式(3.2-1)における伝達関数 $T_{mn}(\omega)$ は、大地震と小地震のすべり時間速度関数の違いを表わす伝達関数である。次に、この関数の具体的モデルを説明する。

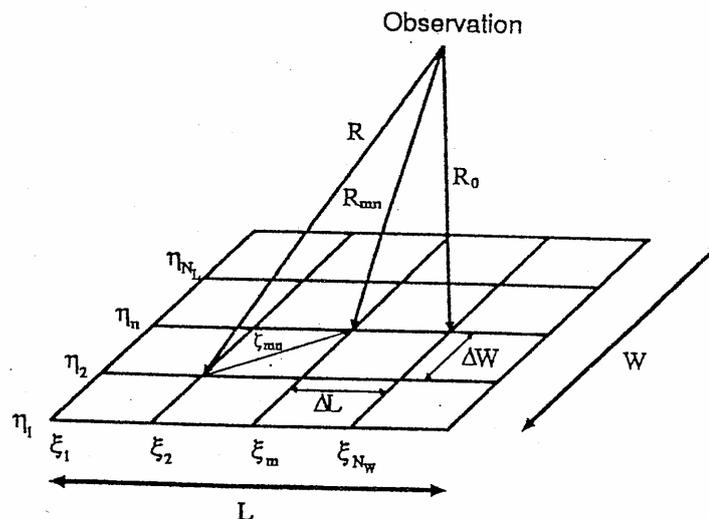


Fig.3.2-1 Schematic diagram of the Green's function method and its notation.

本研究では、従来の研究と同様に、大地震と小地震の間には、次のような震源パラメータの相似則が成立するものとする(Kanamori and Anderson,1975)⁸⁾。

$$\left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1/3} = \frac{L}{\Delta L} = \frac{W}{\Delta W} = \frac{D}{D_0} = \frac{\tau}{\tau_0} = N_L = N_W = N \quad (3.2-3)$$

この相似則は、大地震と小地震における応力降下量が一定であることを意味していることに注意が必要である。上式では、大地震と小地震の地震モーメントを M_0 と m_0 、断層の長さを L と ΔL 、断層の幅を W と ΔW 、断層の変位を D と D_0 、断層の立ち上がり時間を τ と τ_0 とする。本研究では、上式の相似則を用い、伝達関数 $T_{mn}(\omega)$ として次式で与えられるものを用いる⁶⁾。

$$T_{mn}(\omega) = \left[\frac{i\omega + \frac{N}{\tau}}{i\omega + \frac{1}{\tau}} \right] \left[\frac{1 + \kappa \left(\frac{\omega\tau}{2}\right)^2}{1 + \left(\frac{\omega\tau}{2}\right)^2} \right] \quad (3.2-4)$$

式(3.2-4)の提案モデルは、大地震と小地震に対して指数関数形のすべり時間関数を採用し、震源スペクトルの高振動数領域の値が κ によってコントロールできるようにモデル化したものである。震源断層の破壊による高振動数地震波の発生に関する物理モデルは種々存在するが、現象そのものが解明されているとは言えないのが現状である。断層のすべりがスムーズでないこと、断層面上においてすべり量や応力降下量が一律でないこと、断層破壊速度が一定でないこと等によって高振動数地震波の強さが支配されることが考えられるが、これらの断層破壊の不均質性を取り入れた種々の物理モデルが提案されている(3.2.3 節参照)。ここで重要な点は、このような断層破壊の不均質性の影響が混在した結果として地震動が観測されるため、記録の解析から一義的に、高振動数地震波に影響するこれらの種々の不均質性を分離することは不可能であるということである。したがって、これらの物理現象を決定論的に仮定して、地震動予測を行うことは困難である。そこで、現状では経験的に予測できるような簡易なモデルが工学的に意義があると考えて、これらの断層破壊の不均質性を考慮する因子として、 κ によって震源スペクトルの高振動数成分が調整可能な式(3.2-4)の右辺第 2 因子のようなモデルを提案している。 $\kappa=1$ のときは、均質断層モデルで指数関数形のすべり時間関数を採用したモデルに一致する。この係数 κ の物理的意味やその推定値に関しては 3.2.3 節に詳しく述べる。

3.2.2 確率論的震源モデルによるグリーン関数

建設サイトに適切な小地震の記録がない場合にも、大地震の強震動を合成する方法を示す。この方法は、小地震の観測記録をグリーン関数として使うのではなく、確率論的震源モデルによって人工的に波形を作り、これに大地震の断層の大きさや破壊伝播特性等を考慮して大地震の強震動を合成する方法である。

確率論的グリーン関数として用いる小地震の地震動加速度波形 $a(t)$ は非定常パワースペクトル $S_{aa}(t, \omega)$ を用いて次式により計算する(Shinozuka *et al.*,1967)⁷⁾。

$$a(t) = \sqrt{2} \sum_{j=1}^{N_\omega} \sqrt{2S_{aa}(t, \omega_j) \Delta\omega} \cos(\omega_j t + \phi_j) \quad (3.2-5)$$

$$\omega_j = j\Delta\omega; \Delta\omega = \frac{\omega_u}{N_\omega}; j = 1, 2, \dots, N_\omega \quad (3.2-6)$$

ここに、 ω_u は考慮する振動数の上限値で、これ以上の振動数では非定常スペクトルの振幅が数学的または物理的理由から十分に小さく、零とみなされる振動数である。式(3.2-5)において、 ϕ_j は $(0, 2\pi)$ の間で一様分布を持つ互いに独立なランダム位相角である。非定常パワースペクトルは、次のように与えられる。

$$S_{aa}(t, \omega) = \frac{1}{2\pi T_e} |W(t, \omega)|^2 |A(\omega)|^2 \quad (3.2-7)$$

$$|A(\omega)| = CA_s(\omega) A_D(\omega) A_A(\omega) \quad (3.2-8)$$

ここに、 $W(t, \omega)$ は非定常特性を表現する修正関数を表わすが、鹿児島県北西部地震の検討では、大崎(1994)⁹⁾の提案式のように時間のみの関数 $W(t, \omega) = W(t)$ を用いる。

$$W(t) = \begin{cases} \left(\frac{t}{T_b}\right)^2 & 0 \leq t \leq T_b \\ 1 & T_b \leq t \leq T_c \\ \exp[-c(t - T_c)] & T_c \leq t \leq T_d \end{cases} \quad (3.2-9a)$$

$$T_b = [0.12 - 0.04(M - 7)]T_d, T_c = [0.50 - 0.04(m - 7)]T_d \quad (3.2-9b)$$

$$c = -\ln 0.1 / (T_d - T_c) \quad (3.2-9c)$$

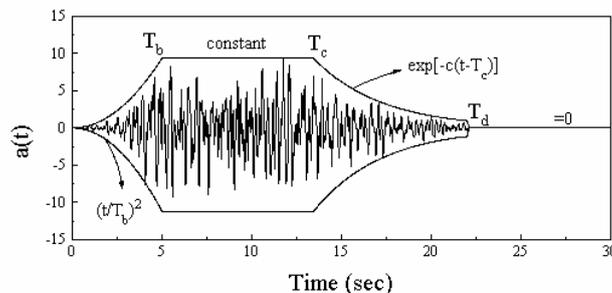


Fig.3.2-2

Determination of envelope function(T_b, T_c, T_d)

T_e は強震動の継続時間(有効継続時間:ほぼ定常部分の継続時間, Fig.3.2-2)で、Fig.3.2-5に示すように断層破壊方向と観測点との幾何学的関係により T_e は変わる(ディレクティビティ効果)。このディレクティビティ効果を次式のような簡単な式で取り入れた T_e を用いるものとする。(Ben-Menahem,1961)¹⁰⁾。

$$T_e = \frac{L}{V_R} \left(1 - \frac{V_R}{C_s} \cos \psi\right); T_d = 2.63T_e \quad (3.2-10)$$

ここに、 L : 地表面への断層投影長さ(km)、 V_R : 断層破壊速度(km/sec)、 C_s : S 波速度(km/sec)。 T_d : 強震動振幅 90 パーセント以上の継続時間を表わす。式 (3.2-10)の継続時間と地震マグニチュード M の関係を久田の経験式($\log T_d = 0.31M - 0.774$)⁹⁾とともに示す (Fig.3.2-4)。式(3.2-10)では、 $\log L = 0.5M - 1.88$ 、 $V_R/C_s = 0.7$ を用いた。断層線と観測点の角度 ϕ によって継続時間に違いが生じるが、経験式は理論式のほぼ中間値を与えていることがわかる。

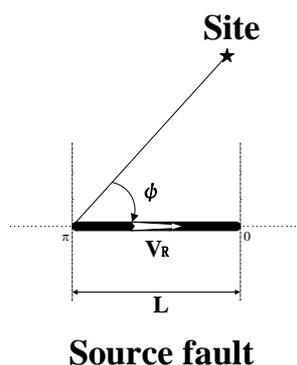


Fig.3.2-3 Geometry of a rupturing fault and the path to a observation station.

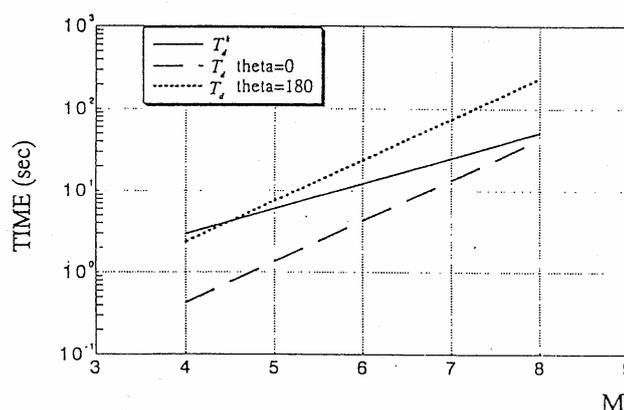


Fig.3.2-4 Comprison of a theoretical ground motion duration (T_d)with the Hisada(1976) empirical relation.

なお、鹿児島県北西部地震の検討では、小地震によるグリーン関数において断層すべり方向と継続時間(ディレクティビティ効果または方向性効果:Fig3.2-5)を考慮した。小地震の断層が十分に小さくて点震源とみられる場合には、小地震に対しては方向性効果を取り入れる必要はないが、大地震の断層を有限な数の小断層に分割するため、小地震の断層には大きさがある。有限の大きさの断層が破壊すれば当然 Fig.3.2-5 のような方向性効果が生じるので、小地震においても方向性を考慮しなければならないことになる。Tsurugi *et al.*(1996)¹¹⁾の能登半島沖地震における検討でも小地震に対して方向性が考慮されており、鹿児島県北西部地震による各地点の記録では、小地震においても方向性が認められるので、本研究では、小地震によるグリーン関数にも方向性を考慮することにした。

$$\omega_{\max} = 2\pi \times 10^{(1.824-1.16M)} \text{ (rad/sec)} \quad (3.2-15)$$

地盤の材料減衰特性係数 Q 値は、Kiyono(1992)¹⁶⁾の式より以下のように定めた。

$$Q = 10^{(q_1 \log(\omega/2\pi) + q_2)} \quad (3.2-16)$$

ここに、常数 q_1 、 q_2 は地域によって変わる。

平均的な q_1 、 q_2 :

$$q_1 = 0.7 \quad , \quad q_2 = 2.2$$

東北－北海道の日本海側の地域 :

$$q_1 = 1.0 \quad , \quad q_2 = 2.0$$

東北－北海道の太平洋側の地域 :

$$q_1 = 1.0 \quad , \quad q_2 = 2.3$$

九州－四国－中国地方 :

$$q_1 = 0.64 \quad , \quad q_2 = 2.1$$

関東地域 :

$$q_1 = 0.62 \quad , \quad q_2 = 2.4$$

近畿地域 :

$$q_1 = 0.5 \quad , \quad q_2 = 2.3$$

地盤の増幅特性 $A_A(\omega)$ は S 波速度 $3 \sim 4 \text{ km/sec}$ の地震基盤から S 波速度 $0.5 \sim 1 \text{ km/sec}$ の工学基盤までの深層地盤の増幅と、工学基盤から地表面までの浅層地盤の積として、次式のように与える。

$$A_A(\omega) = \sqrt{\frac{\rho C_S}{\rho_0 C_{S0}}} \frac{\sqrt{1 + 4h_g^2 \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2}}{\sqrt{\left(1 - \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2\right)^2 + h_g^2 \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2}} \quad (3.2-17)$$

上式では、地震基盤から工学基盤面までの地震波の増幅特性を Boore(1983)¹⁵⁾により式 (3.2-17)右辺の第1因子のように評価し、工学的基盤から地表までを第2因子として、金井・田治見スペクトル¹⁷⁾で評価している。 ω_g は表層地盤の卓越振動数、 h_g は増幅率を制御するパラメータである。硬い地盤では、 $\omega_g = 15.6 \text{ (rad/sec)}$ 、 $h_g = 0.6$ が用いられる。

3.2.3 震源破壊伝播特性とモデルパラメータ κ

高振動数地震波の説明のために、不均質断層モデルの研究がこれまで地震学分野で発展してきた。これらは断層破壊過程の物理に基づくが、観測される地震波は、種々の不均質性の影響が混在した結果として観測されるものであるため、観測波形の解析から種々の不均質性を分離することは難しく、不均質断層モデルの検証に弱点があると思われる。ここでは強震動の工学的予測に重点を置けば、種々の不均質断層モデルから得られる震源スペクトル特性に着目した経験的モデルの方が現状では意義があると考え、不均質性を表現するモデルパラメータ κ を提案した。ここでは、3.2.1 の提案モデルの意義をより明確にするために、不均質断層モデルに関するこれまでの研究成果とパラメータ κ の関係を明確にして、その予測値を探るものとする。

長さや幅が数 10km、時には 100km を越えるような大きい断層面上での食い違い量や応力降下量が場所によらず一定であるとする仮定は現実には受け入れ難いと考えられ、以下のような不均質断層モデルに関する論文が発表されている。

平澤¹⁸⁾ は、断層面上での応力降下量が場所によって変わる震源モデルを提案した。このモデルでは、応力降下量 $\Delta \sigma^*$ の場所的な分布特性は、平均値 $E[\Delta \sigma^*]$ と 2 乗平均値の平方根 $\sqrt{E[\Delta \sigma^*]^2}$ とで表現されている。このモデルから期待される長周期地震波の強度は均質断層モデルのそれに一致する。しかし短周期地震波の強度は $\sqrt{E[\Delta \sigma^*]^2}$ に比例し、短周期地震波の強度は均質断層モデルのものよりも大きくなる。観測記録との対比から、 $\sqrt{E[\Delta \sigma^*]^2} / E[\Delta \sigma^*]$ の値として、1.8~2.6 が得られている。

また、震源スペクトルの確率統計学的モデルとしては、Aki¹³⁾ の ω^{-2} モデルが有名である。コーナー振動数 ω_c 以上の振動数領域では、震源変位スペクトルは ω^{-2} に比例する。したがって加速度スペクトルで表示すると、 ω_c 以上で一定となる。しかし、 ω^{-2} モデルでは表面波マグニチュードと実体波マグニチュードとの間の関係をうまく説明できないとして、Aki¹⁹⁾ は ω^{-2} モデルの改良を行っている。改訂モデル(Revised Model B)では、 ω_c よりも高いある振動数以上の振動数帯域のスペクトル ω^{-2} モデルよりも持ち上がっている。また、Gusev²⁰⁾ や Koyama *et al.*²¹⁾ も観測事実を説明するためには高振動数部分が ω^{-2} モデルよりも持ち上がった震源スペクトルを考える必要があることを示している。このように高振動数地震波が ω^{-2} モデルから期待されるよりも大きくなる原因として、Aki²²⁾ は断層破壊伝播の不均質性から起因するものとしている。

Izutani²³⁾ は、均質断層モデルの震源スペクトルと平澤モデルの震源スペクトルとを継ぎ合わせて、Fig.3.2-6 のような震源スペクトルを用いることを提案している。この震源スペクトルの形状は、Aki²²⁾ の Revised Model B、Gusev²⁰⁾ や Koyama *et al.*²¹⁾ の震源スペクトルと非常によく似ている。さらに Izutani^{23),24)} は記録の解析から、 $\sqrt{E[\Delta \sigma^*]^2} / \Delta \sigma$ の値として、2~10 を得ている。

鈴木²⁵⁾、鈴木・平澤²⁶⁾ は大地震の断層面を細かく分割しその各々の断層要素上での応力降下量を乱数を用いて与えることによって加速度波形の合成を行い、震源スペクトルの形状が Fig.3.2-6 のようになり、低振動数領域(Fig.3.2-6 の $\omega_c \sim \omega_B$)におけるスペクトル振幅レベルは $E[\Delta \sigma^*]$ 、高振動数領域(Fig.3.2-5 の ω_c 以上)のスペクトル振幅レベルは $\sqrt{E[\Delta \sigma^*]^2}$ に比例するこ

とを示している。また、 ω_c^* は断層要素を独立な均質断層と考えた場合のコーナー振動数に相当することも示している。

Papageorgiou and Aki^(27),28)の specific barrier model では、断層面上の各クラックの応力降下量 (local stress drop $\Delta\sigma_l$) および断層全体の面積と平均的な食い違い量とから計算によって求められる global stress drop $\Delta\sigma_g$ が現われる。カリフォルニアの地震について、 $\Delta\sigma_l=200$ から $400bars$ を得ている。これを Purcaru and Berckhemer⁽²⁹⁾による $\Delta\sigma$ の値と比べると、 $\Delta\sigma_l/\Delta\sigma_g$ は $5\sim 40$ にもなる。このモデルから期待される加速度震源スペクトルもやはり Fig.3.2-6 のような形状を示すことが Papageorgiou and Aki⁽³⁰⁾によって確認されている。低振動数スペクトル振幅レベルは $\Delta\sigma_g$ に、高振動数スペクトル振幅レベルは $\Delta\sigma_l$ に比例し、 ω_c^* は各クラックから射出される地震動のスペクトルのコーナー振動数に相当することになる。

Hanks and McGuire⁽³¹⁾はカリフォルニアの強震記録を解析し、応力降下量の値は約 $100 bars$ としているが、この値は低振動数地震波の解析から得られている $\Delta\sigma$ の値に比べて大きいものでは約 10 倍に相当する。 $\Delta\sigma$ は Static stress drop、 $\Delta\sigma_d$ は dynamic stress drop と呼ばれる。 $\Delta\sigma_d$ は平澤モデル⁽¹⁸⁾の $\sqrt{E[\Delta\sigma^*]^2}$ や Papageorgiou and Aki^(27),28)の $\Delta\sigma_l$ に相当するパラメータである。

Boore⁽¹⁵⁾は Hanks and McGuire⁽³¹⁾の震源スペクトルを用いて加速度波形を合成する手法を提案しており、この震源スペクトルは原田・他⁽⁶⁾によっても小地震記録の合成に応用されている。

従来の経験的グリーン関数による地震動の合成法では、震源スペクトルは ω^{-2} モデルに従うとして扱われることが多い⁽²⁶⁾。断層が小さく比較的均質であると考えてもよい小地震を扱う際にはそれでよいかもしれない。しかし、上に述べたように大地震を扱う際には断層は不均質と考えるのが適切であろう。したがって、 ω^{-2} モデルではなく、Fig.3.2-9 のような震源スペクトルを持つモデルを考える方が現象をより適切に表現しているであろう。Irikura⁽¹⁾は震源スペクトルが ω^{-2} モデルに従わない場合について、specific barrier model を応用した合成法を提案している。また Takemura and Ikeura⁽³³⁾は断層面上での食い違い量が断層要素毎に異なっている場合についての経験的グリーン関数による地震動合成法を提案している。Dan *et al.*^(34),35)は小地震と大地震の Stress drop 比を考慮した合成法を提案している。

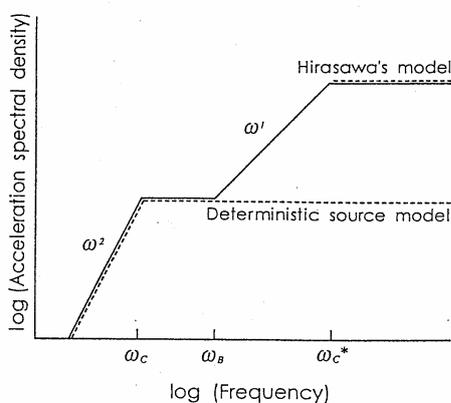


Fig.3.2-6 Schematic source acceleration spectra suggested by Izutami^(23),24)

著者らが提案している震源スペクトルを Fig.3.2-7 に示す³⁶⁾。同図には、大地震の地震モーメント M_0 で基準化した大地震の震源変位スペクトル振幅を示す。左図は $\kappa=1$ 、右図は $\kappa=5$ の場合に対応する。同図には大地震の震源スペクトル振幅が ω^{-2} モデルである場合を実線で示している。小地震の重ね合わせパラメータ N と高振動数における伝達関数のパラメータ κ によって、大地震の震源変位スペクトル振幅の振幅特性が変わる様子がわかる。 $\kappa=1$ では、 $N=3$ のとき、ほぼ ω^{-2} モデルに従うが、 $N=10, N=50$ と大きくなるにつれ、中間振動数において ω^{-2} モデルを下回り、高振動では ω^{-2} モデルに従う。この傾向は $\kappa=5$ でも同様であるが、 $\kappa=1$ の場合と比べ、小地震のコーナー振動数 ω_{c0} ($=N\omega_c$ であるので、 ω_{c0} は Fig.3.2-7 の横軸が N となる振動数に対応する) より大きな振動数では、スペクトル振幅値は κ ($=5$) 倍大きい。したがってパラメータ κ は、大地震の震源変位スペクトル振幅の高振動数領域をコントロールするパラメータであると解釈することができる。

合成される地震動の震源スペクトルは、要素地震(小地震)のコーナー振動数 ω_{c0} 以上の高振動数部分が ω^{-2} モデルに比して κ だけ持ち上がり、加速度スペクトルで表示すると Fig.3.2-6 と同様なスペクトル形状を示すことになる。

ここで課題としては、将来の大地震に伴う地震動の合成に際して、 κ を如何に与えるかである。 κ は上述の $\sqrt{E[\Delta\sigma^*]^2}/E[\Delta\sigma^*]$ 、 $\sqrt{E[\Delta\sigma^*]^2}/\Delta\sigma$ 、 $\Delta\sigma_l/\Delta\sigma_g$ 、 $\Delta\sigma_d/\Delta\sigma$ に相当する量であり、過去の研究では、Papageorgiou and Aki^{24),25)} のカリフォルニアの地震についての極端な値を除くと、ほぼ 1~10 と推定されている。したがって、 $\kappa=1\sim 10$ が推定値と言えよう。

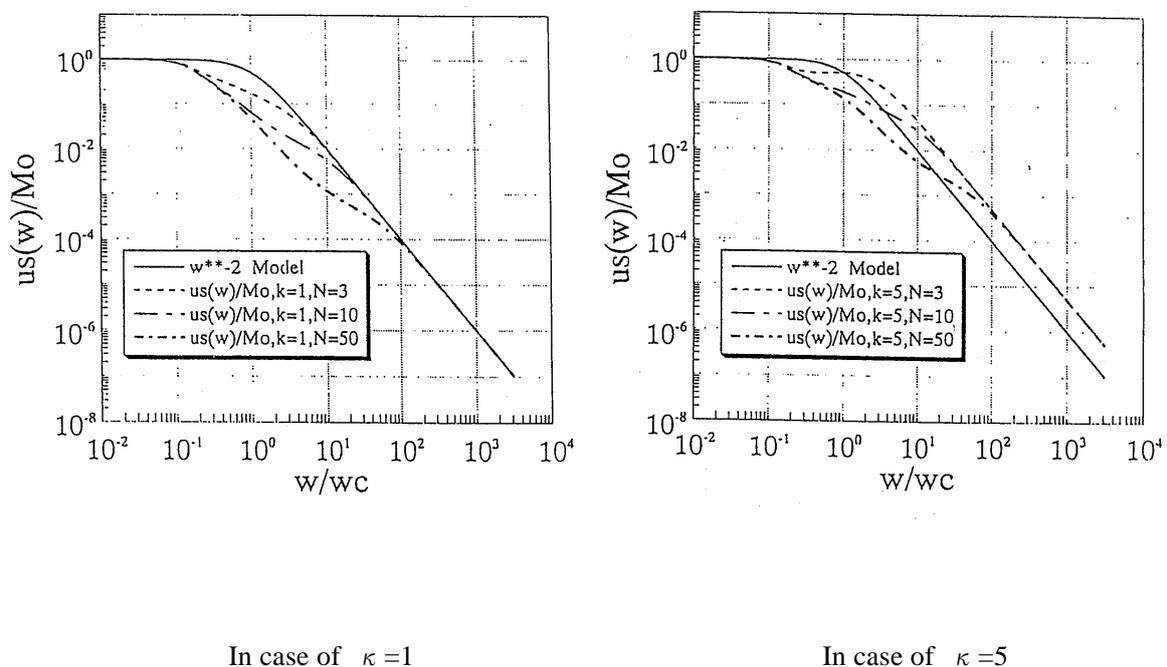


Fig.3.2-7 Normalized spectra of the large earthquakes by a random summation of the small earthquakes, compared to the ω^{-2} spectrum (heavy line).

3.3 経験的および確率論的グリーン関数法による波形合成

3.3.1 経験的グリーン関数法の検証

1987年日向灘地震(M6.6)による検証のために用いた観測記録は、電力中央研究所の強地震観測資料³⁷⁾における観測点・波形番号MYZ2-007とMYZ2-009のNS方向の加速度記録である。観測点位置(宮崎)と地盤条件は次のようである:

MYZ2 (位置 N31° 51.42' ,E131° 25.63' , 砂岩)

日向灘を震源とする本震と余震の諸元は次のようである:

本震 (M6.6, 位置 N31° 51.42' ,E131° 25.63' ,深さ 48km,発震時 1987/03/18/12:36:29.0) ;

余震 (M5.0, 位置 N32° 04.00' ,E132° 03.60' ,深さ 48km,発震時 1987/03/18/14:00:28.4)

余震分布の資料(宮崎地方気象台)に基づいて、本震の断層の大きさを定めた。また、CMT³⁸⁾から Table3.3-1 のように定めた。小地震の地震モーメントは佐藤(1989)³⁹⁾による次式から Table3.3-2 のように定めた。

$$m_0 = 10^{(1.5M+16.2)} \quad (3.3-1)$$

本震と余震の地震モーメントの比から、式(3.2-3)を用いて、 $N=6$ と断層の分割数を決定した。なお、Table 3.3-1,2 に示す本震の震源パラメータの内、立ち上がり時間(Rise Time)、S波速度(S-wave Velocity)、破壊伝播速度(Rupture Velocity)に関しては、合成波形と観測波形を比較しながら試行錯誤の結果、Table 3.3-1 の値を採用している。この数値は、これまでの経験的値から大きく異なるものではない。

Table3.3-1 Source parameters of the main shock (MYZ2-7)

Parameters Name	Value	Unit
Fault Strike	N182° E	
Fault Dip	64	degree
Fault Length	21	km
Fault Width	14	km
Seismic Moment	1.2×10^{26}	dyne·cm
Magnitude	6.6	
Rise Time	1.25	sec
S-wave Velocity	3.7	km/sec
Rupture Velocity	2.7	km/sec

Table3.3-2 Source parameters of the aftershock (MYZ2-9)

Parameters Name	Value	Unit
Seismic Moment	5.0×10^{23}	dyne·cm
Magnitude	5.0	

この検証では、地震計の特性から、振動数 0.5~20Hz の範囲において検討した。Fig.3.3-1 と Fig.3.3-2 には、この振動数以外はカットした本震と余震による加速度波形を示す。Fig.3.3-1 の余震記録をグリーン関数として用い、式 (3.2-1) により本震の波形を合成した。式 (3.2-4) におけるパラメータ κ に関しては、合成波形の位相特性がこのパラメータに影響されず振幅特性のみがこのパラメータにほぼ比例する⁶⁾ことより、このパラメータを変化させて合成波形と観測波形の最大値が適合するように決定し、 $\kappa=1.3$ を採用した。このようにして合成した波形を本震の加速度波形とともに Fig.3.3-3 に示す。また、Fig.3.3-4 には、これらの波形による応答スペクトルを比較した。余震記録の波形を用いた合成波形とその加速度応答スペクトルは、本震記録と適合した結果が得られていることがわかる。

Fig.3.3-1 Recorded ground acceleration(NS component) of the mainshock(MYZ2-7) in the frequency range of 0.5 to 20 Hz.

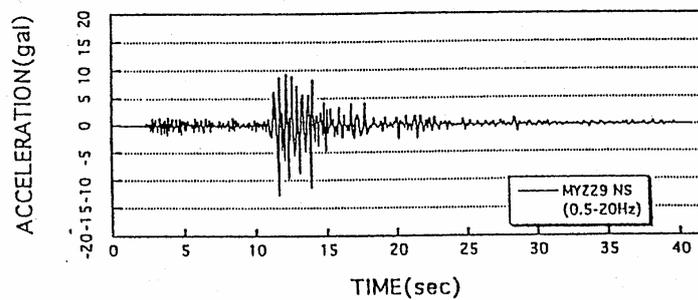


Fig.3.3-2 Recorded ground acceleration(NS component) of the aftershock(MYZ2-9) in the frequency range of 0.5 to 20 Hz.

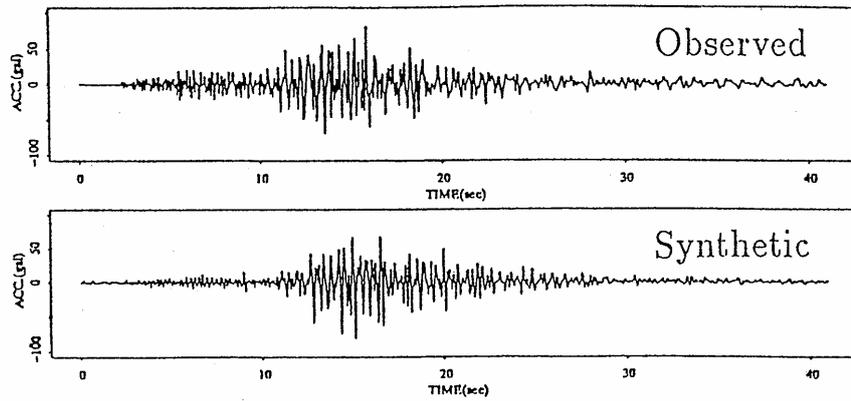


Fig.3.3-3 Synthetic ground acceleration(below) using Green's function(MYZ2-9NS), and recorded ground acceleration (above) of the mainshock(MYZ2-7NS) .

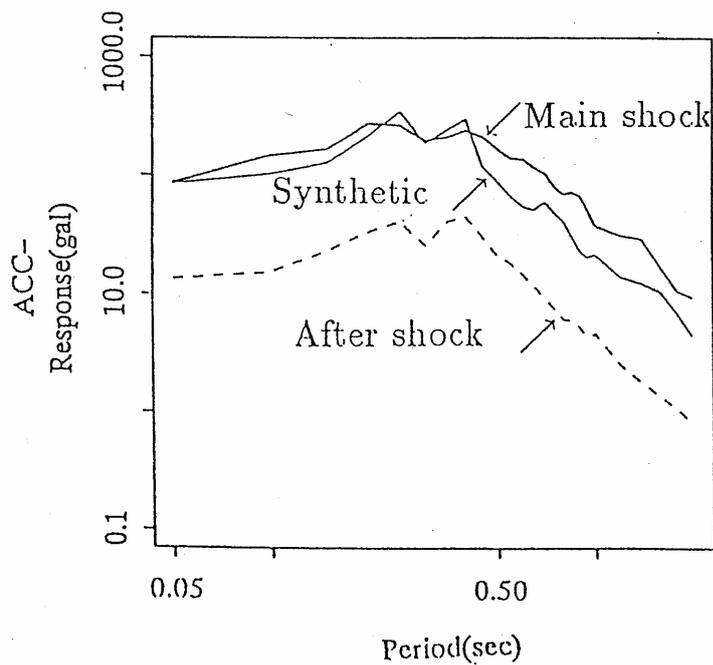


Fig.3.3-4 Response acceleration spectrum for 0.05 damping ratio of the synthetic ground acceleration using empirical Green's function(MYZ2-9NS), compared to the response acceleration spectra of to the recorded ground acceleration of the mainshock (MYZ2-7NS) and the aftershock(MYZ2-9NS) .

3.3.2 確率論的グリーン関数法の検証

確率論的震源モデルから計算で求めたマグニチュード $M5.0$ の地震波形(以後、SIM-5)を余震の波形とみなして、本震($M6.6$)による加速度波形(MYZ2-7)を再現することを試みる。計算にあたり、本震の震源パラメータ、および断層モデルは Table3.3-1 のものを用いる。

確率論的震源モデルによる地震波形の作成に当たっては、震源位置と地震のマグニチュードは本研究で用いた余震と同じとする。したがって SIM-5 の地震諸元は以下ようになる。

$$\begin{aligned} & \text{マグニチュード } M=5.0, \\ & \text{震源距離 } R=77.94\text{km}, \\ & \text{(震央距離 } 61.41\text{km)}. \end{aligned}$$

地震モーメントは、Table3.3-2 のものを用いた。Table3.3-1,2 に示したその他のパラメータの考察は文献⁹⁾に示すが、以下のようにして決めた。

震源スペクトルの振幅定数は 3.2.2 で示した以下の値を用いた：

$$R_{\theta\phi} = 0.63, F = 2.0, V = 0.5$$

サブフォルトのコーナー振動数 ω_{c0} は断層の応力パラメータを $\Delta\sigma=300$ と仮定し、式(3.2-13)から以下のように決めた。

$$\omega_{c0}=9.60(\text{rad/sec})$$

応力パラメータ $\Delta\sigma=300$ は、一般的な値よりも大きいようにも考えられるが、Papageorgiou and Aki²⁸⁾は、200 から 400(bars)を推定している。

高振動数の遮断振動数に関しては、釜江らの経験式⁴⁾を用いて以下のような値を決定した：

$$\omega_{\max}=2\pi \times 10^{(1.824-1.16M)}=66.4(\text{rad/sec})$$

地盤の材料減衰特性係数 Q 値は、 $q_1=0.64, q_2=2.1$ を用い、この値は Kiyono(1992)¹⁶⁾の式(3.2-17)より定めた。観測点の岩盤増幅特性として、3.2.2 で示したように、 $\omega_g=15.6, h_g=0.6$ を用いた。

パラメータ κ に関しては、最初 $\kappa=1$ を仮定し、乱数を変えて 20 波のサンプル波形を作成し、これから 20 波の合成波形を求めた。その合成波形の平均最大加速度がほぼ観測波形の最大加速度と同じになるような条件から、最終的に $\kappa=3.0$ と定めた。

上述のパラメータを用いて作った $M5$ の確率論的震源モデルによるサンプル加速度波形を Fig.3.3-5 に示す。このサンプル波形を式(3.2-1)の方法で合成し、その波形と本震の記録波形を Fig.3.3-6 に比較して示す。Fig.3.3-7 はこれらの波形の応答スペクトルによる比較を示す。これらの比較図より、確率論的震源モデルによるグリーン関数を用いた合成波形とその加速度応答スペクトルは、本震の観測波形とその加速度応答スペクトルと比較的よく一致していることがわかる。

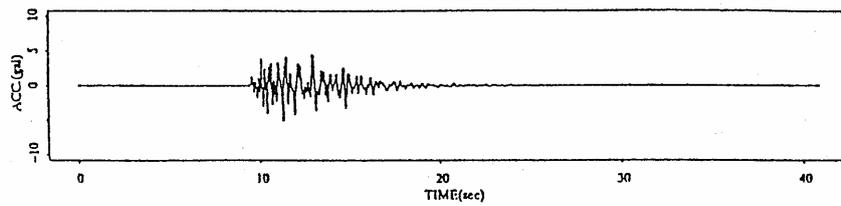


Fig.3.3-5 A simulated sample ground acceleration of the small earthquake(M5)

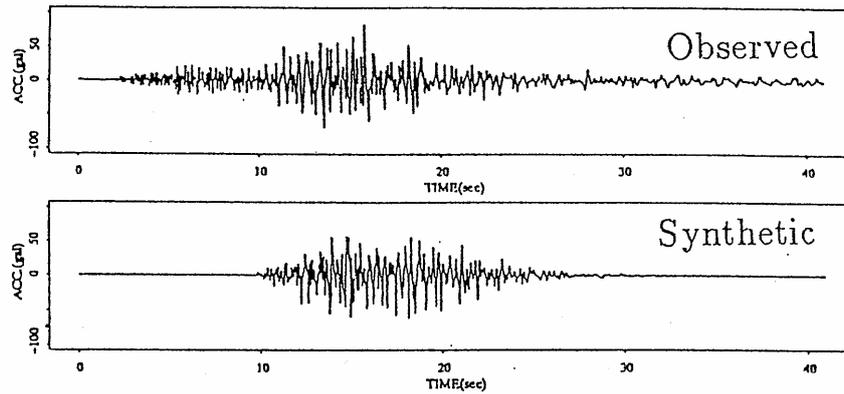


Fig.3.3-6 Synthetic ground acceleration(below) using stochastic Green's function, and recorded ground acceleration(above) of the mainshock(MYZ2-7NS).

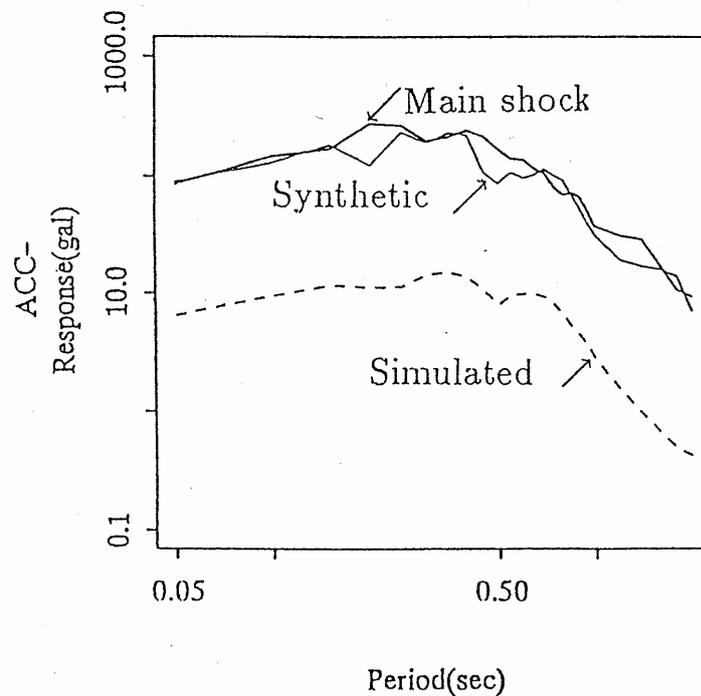


Fig.3.3-7 Response acceleration spectrum for 0.05 damping ratio of the synthetic ground acceleration using stochastic Green's function, compared to the response acceleration spectra of the recorded ground accelerations of the recorded mainshock(MYZ2-7NS) and the simulated ground acceleration.

3.3.3 1987年日向灘地震における検証のまとめと考察

1987年日向灘地震(M6.6)の余震記録を用いた経験的グリーン関数法および確率論的グリーン関数法から合成した本震の加速度波形は、パラメータ κ の値として1.3~3.0を用いると、いずれも観測波形の特性をよく再現していることを示した。したがって、日向灘地震では、 κ として1.3~3程度の値が適当であった。しかし、合成された地震動の高振動数スペクトルレベルは、用いる小地震のコーナー振動数 ω_{c0} (Fig.3.2-6では ω_{c*} に相当する)に依存する。この ω_{c0} は用いた小地震(要素地震)の大きさに関係するため、 ω_{c0} についても適当な基準が必要となる。日向灘地震の検証ではM5を小地震として用いている。 κ や ω_{c0} の値は、断層の不均質特性に関係したパラメータであり、地震が発生する地域の地殻の不均質性を反映しているであろう。そのため、地震発生地域によってそれらの値が異なっている可能性もある。これらの値については、今後、研究を深耕していかなければならない。

3.4 1997年鹿児島県北西部地震(M6.3)による検証例

3.4.1 経験的グリーン関数法による合成波形 —適切な小地震記録の選定—

本方法の検証のために用いた観測記録は、防災科学研究所強震観測ネット(K-Net) (Fig.3.4-1)で観測された鹿児島県北西部地震(M6.3,1997.3.26)とその余震記録である。用いた断層パラメータを Fig.3.4-2 および Table3.4-1 に示す。この解析に用いた断層モデルとしては、田中・他⁴⁰⁾が地殻変動から求めた断層モデルを採用した。なお、震源からの破壊伝播は、角田・他⁴⁰⁾によると bilateral に広がったとされているが、ここでは、 $V_R=2.5\text{km/sec}$ で放射状に破壊伝播するものとした。なお、高振動数の遮断振動数に関しては、釜江らの経験式(3.2-15)⁴⁾を用いて、 $\omega_{\max}=2\pi \times 10^{(1.824+1.16M)}=66.4(\text{rad/sec})$ とした。地盤の材料減衰特性係数 Q 値は、 $q_1=0.64, q_2=2.4$ を用い、Kiyono(1992)¹⁶⁾の式(3.2-16)より定めた。観測点の岩盤増幅特性として、3.1.2 に示したように、 $\omega_g=15.6, h_g=0.6$ を用いた。

後述の確率論的グリーン関数法との比較検討のため、K-Net で得られた Table3.4-2, Fig.3.4-3 の位置における観測波形のうち、震源域の中心から 8km 以内を取り囲む方向に分布した 6ヶ所(阿久根、出水、大口、宮之城、横川、川内)で観測された KGS002~007 の波形を使用した。

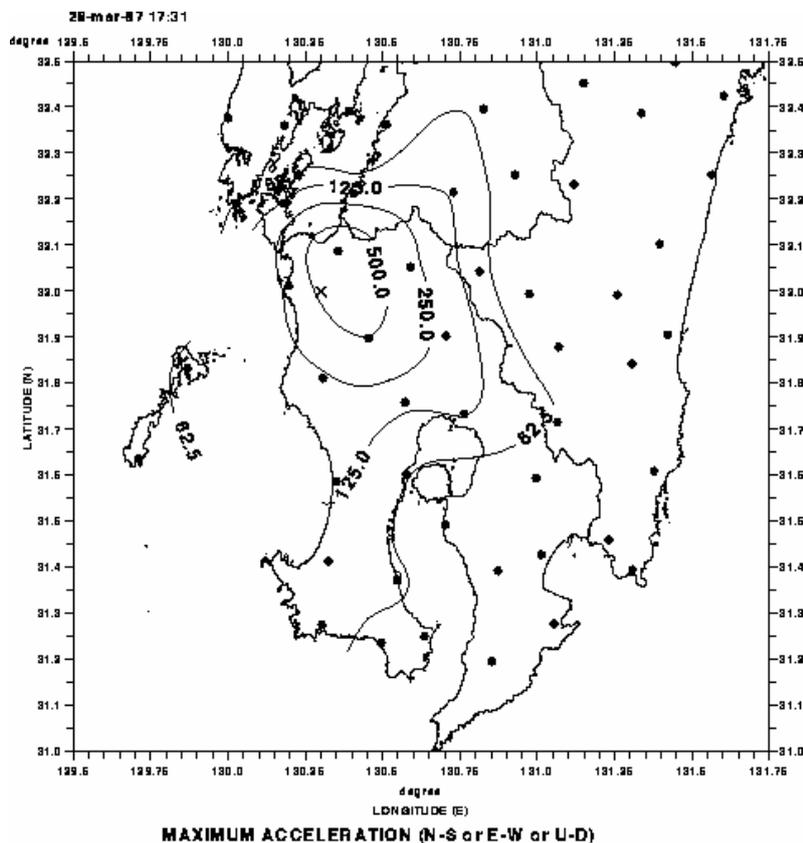


Fig.3.4-1 Distribution map of maximum acceleration.

<http://www.k-net.bosai.go.jp/>

Table3.4-1 The fault parameters.

Seismic Moment [M_0 -dyne.cm]	1.60×10^{25}	
Magnitude [M]	6.3	
Fault Length [L-km.]	12	
Fault Width [W-km.]	11	
Disp. [U-cm.]	50	
Strike [θ (N° E)]	275	
Dip [δ (°)]	81	
Rake [λ (°)]	-19	
Depth [d- km.]	4	
Rise Time [τ -sec.]	1.0	
Rupture Velocity [V_r - km/sec]	2.5	
S-wave Velocity [V_s - km/sec]	3.7	
Density [ρ /m ³]	2.7	
Site	N (°)	35.88
	E (°)	136.39
Hypocenter	N (°)	35.88
	E (°)	136.39

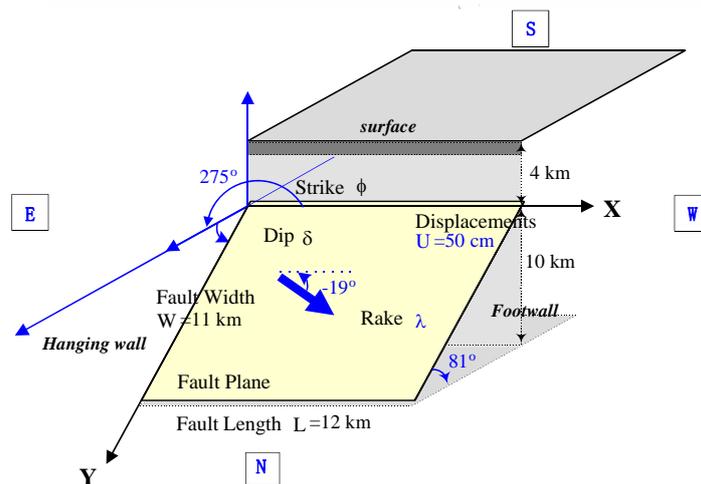
Fig.3.4-2 The fault model proposed by Tanaka,1997.⁴⁰⁾

Table3.4-2 K-Net observation points for comparing wave form.

Site code (地点コード)	Site (位置)	Location (位置)	Site name (地点名称)
KGS002 ㊦	32.0875 N°	130.3555 E°	(IZUMI - 出水)
KGS003 ㊦	32.0525 N°	130.5897 E°	(OHKUCHI - 大口)
KGS004 ☆	32.0111 N°	130.1950 E°	(AKUNE - 阿久根)
KGS005 ㊦	31.8972 N°	130.4536 E°	(MIYANOJOH - 宮之城)
KGS006 ㊦	31.9025 N°	130.7044 E°	(YOKOKAWA - 横川)
KGS007 ㊦	31.8108 N°	130.3055 E°	(SENDAI - 川内)

Site code (地点コード)	Recorded (EW)	PGA [gal] (NS)	Simulation [gal] (Stochastic)
KGS002 ㊦	542	727	792
KGS003 ㊦	193	306	206
KGS004 ☆	131	293	348
KGS005 ㊦	493	434	301
KGS006 ㊦	204	173	132
KGS007 ㊦	224	221	189

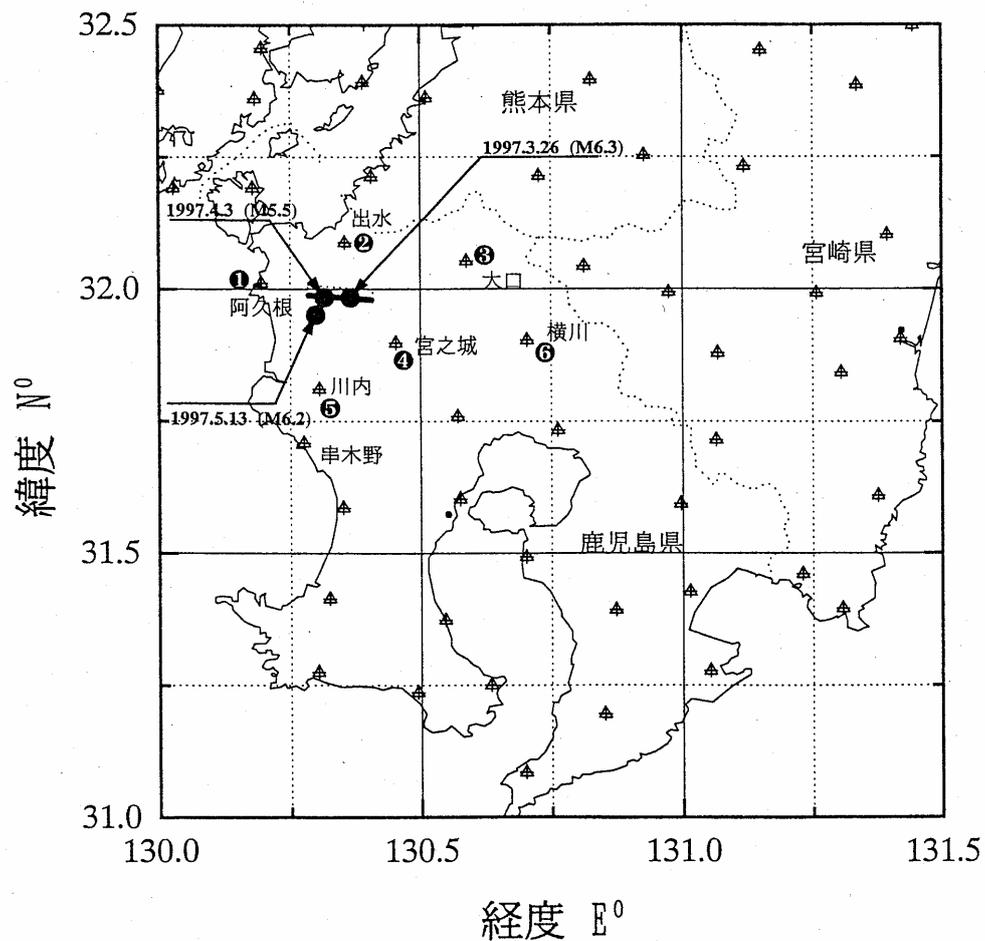


Fig.3.4-3 Location of the fault and observation points

各観測点での合成波形の比較は、3.4.3 節に示すが、この節では特に経験的グリーン関数法として用いる適切な小地震の記録の選定に注目した検討を行う。この検討では、M3.7、M3.9、M4.1、M4.1、M4.7(1997.3.26,28) の5つの余震を用いて串木野地点 (N31.71° ,E130.26°) の本震記録の再現を試みた (Table3.4-3, 3.4-4, Fig. 3.4-4)。

Table 3.4-3 に示す5つの余震のメカニズムは、ほとんど本震と同じ左横ずれで、断層面はほぼ垂直である (角田との私信)。Table 3.4-3 および Fig. 3.4-4 の震央位置からわかるように、M3.7、M4.1 は本震の東側で発生した余震であるのに対して、M3.9、M4.7 は本震の西側で発生した余震である。なお、震源位置は鹿児島大学による設定である。

本震の東側で発生した余震 M4.1(3/26 22:24)の記録では、比較的短周期が卓越するのに対し、本震の西側の余震 M3.9、M4.7 の記録では、比較的長周期の地震動が卓越しているのが読み取れる (Fig. 3.4-5,6)。ただし、M3.7 と M4.1(3/26 18:05)は、ほぼ同じ震源位置であるが、周波数特性が異なる。いずれの余震も本震の震源断層域で発生したものであり、震源メカニズムはほとんど同じであるにもかかわらず、加速度波形の特徴は上記のように系統的に異なる。また、マグニチュードの規模が小さい余地震 (M3.9) においても長周期成分が再現可能なこともある。したがって、適切な小地震としては、本震の震源域で発生した震源メカニズム(P波初動分布)の同じ小地震という判定のみでは不十分であることになる。さらに本震および余震の静的、動的断層パラメータに関する資料が必要と思われるが、現時点で、この地点に対する断層パラメータの推定はなされていない。

なお、神奈川県西部地域の地震活動^{42),43)}では、群発地震域(swarm)での地震動では、短周期成分が卓越し、1990年の神奈川県西部地域の地震(M5.1)の余震では、長周期成分が含まれていた事例も存在する (石田との私信)。鹿児島県北西部地震の余震記録の上記のような特徴は、基本的には断層の不均質性からくるものと思われる。本震の破壊開始点から西側に破壊が伝播し、本震で破壊した西側の領域での余震では長周期を含み、破壊しない東側領域では短周期が卓越していると解釈できる。さらに断層の端部では、不安定であり、M3.7 と M4.1(3/26 18:00)のようにほぼ同じ東側の震源位置にもかかわらず、異なる周波数特性の地震動が生じたのではないかと考えられる (石田との私信)。

このような現状で、限られた資料ではあるが、Fig.3.4-4 に示すように本震の震源域とほぼ同じ所で発生した余震 (M4.7) の記録に着目した。K-Net の記録には2つの地震が記録されており、本震に近い震源をもつ地震動は後半の地震動であるが、記録が切れている。なお、前半の地震動の震源位置は不明である。この2つの地震動を経験的グリーン関数法とみなして本震波形を合成すると、ほとんど同時刻に発生した余震であっても、合成波は大きく異なる (Fig.3.4-7)。後半の地震動が本震の波形を精度よく再現しているが、記録が中断しているため、2番目に適合している M4.1(3/26 18:05)の余震記録を 3.4.3 で用いる経験的グリーン関数法に用いる余震記録とすることとする。

Table3.4-3 Comparison of the 5 after shocks at Kushikino site with main shock.
(M6.3,M3.7,M3.9,M4.1,M4.1,M4.7,1997.3.26,28)

	M6.3	M3.7	M3.9
Origin Time	1997/03/26 17:31	1997/03/26 19:45	1997/03/28 02:51
Latitude	31° 58.1' N	31° 59.0' N	31° 58.6' N
Longitude	130° 22.7' E	130° 25.3' E	130° 21.8' E
Depth.(km)	7	7	0.9
Max. Acc.(gal)	727	6	5
	M4.1	M4.1	M4.7
Origin Time	1997/03/26 18.05	1997/03/26 22:24	1997/03/26 17:39
Latitude	31° 58.1' N	31° 57.8' N	31° 57.8' N
Longitude	130° 25.3' E	130° 27.5' E	130° 22.3' E
Depth.(km)	7	7	9
Max. Acc.(gal)	8	20	20

Table3.4-4 Number of subfaults.

	M3.7	M3.9	M4.1	M4.7
Number of subfaults	10	9	7	4

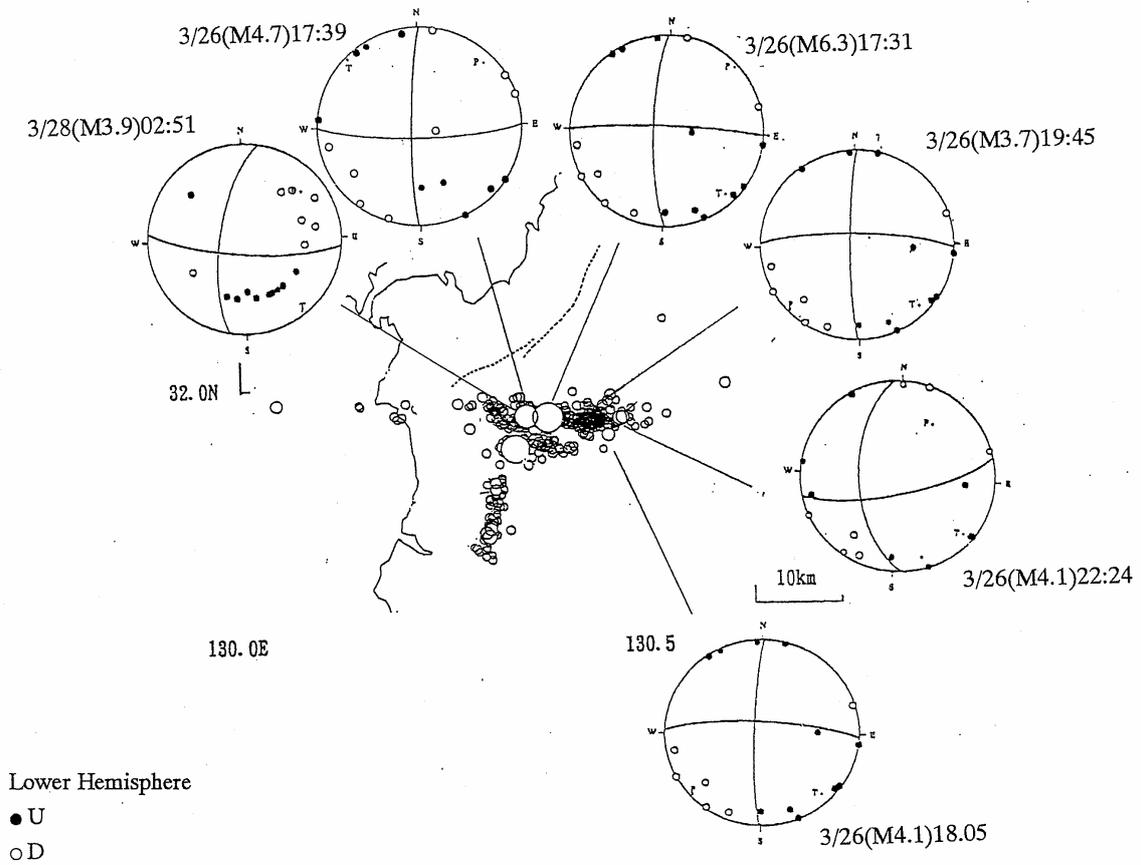


Fig.3.4-4 Distribution of aftershocks(circle) during a period from March ,1997 to March, 1998 with 5 aftershocks focal mechanism solutions, which estimated from P-wave polarities observed by a local network with short-period seismometers.

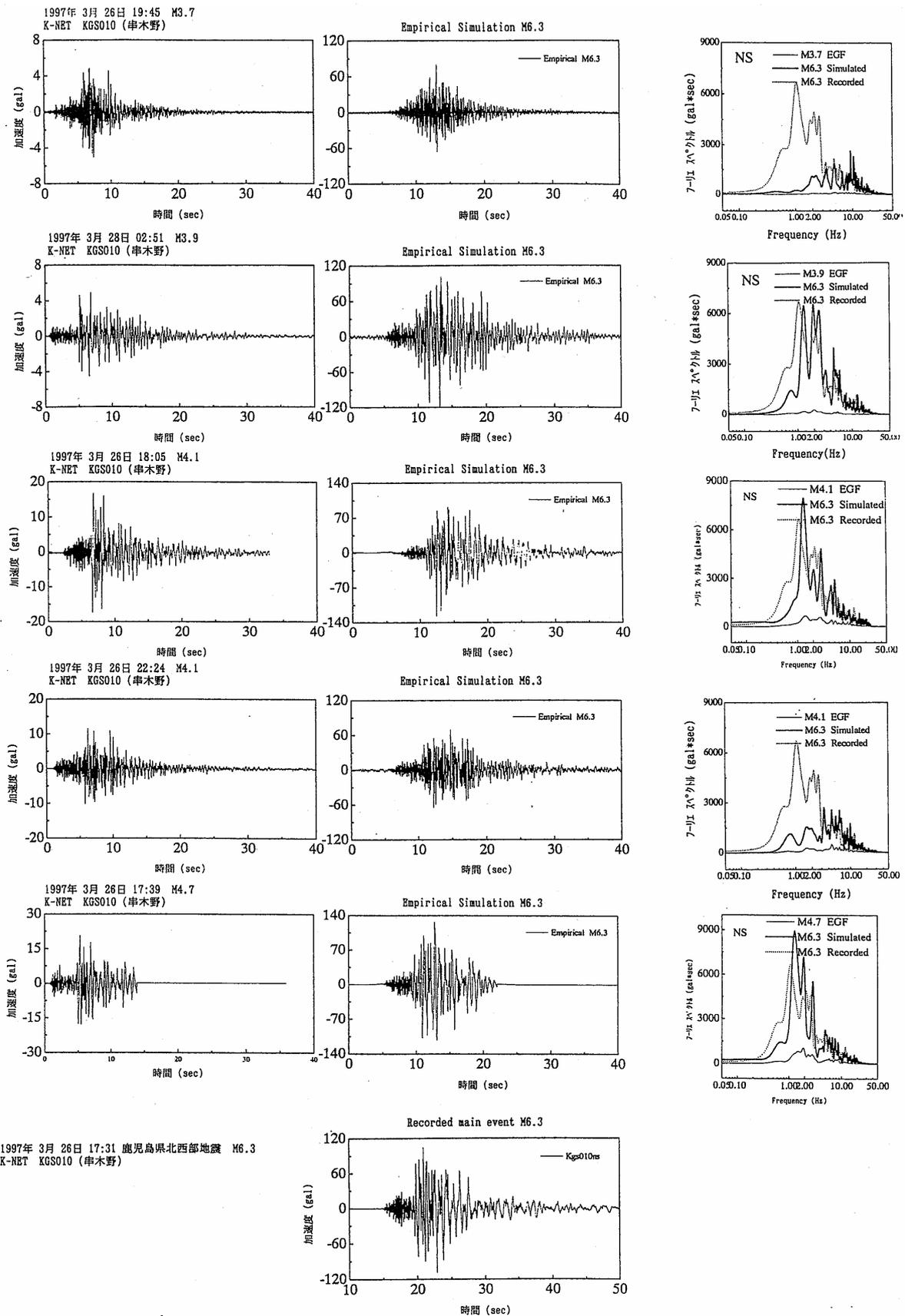


Fig.3.4-5 Comparison of the simulated wave forms by the empirical Green's function methods by using the 5 aftershocks(M3.7,M3.9,M4.1,M4.1,M4.7,1997.3.26,28) at Kushikino site with main shock (M6.3, 1997.3.26) with the K-Net recorded ground motions.

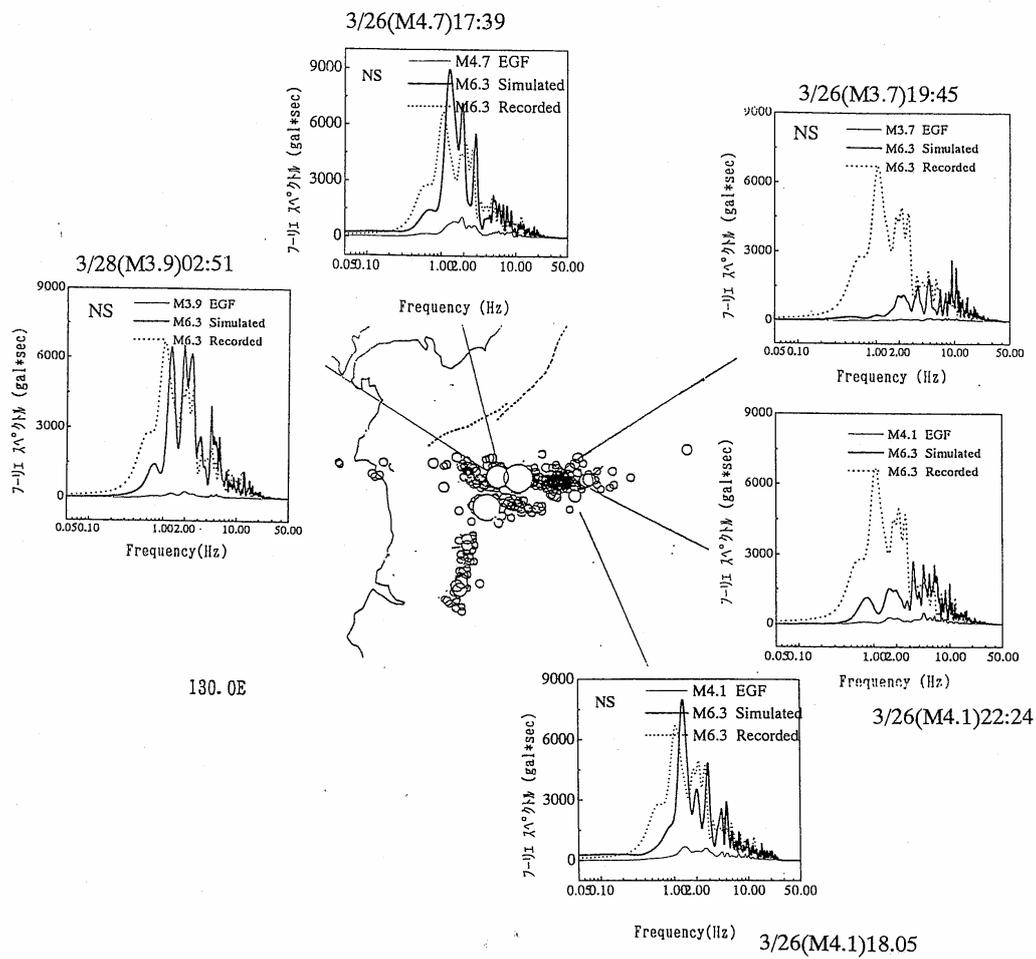


Fig.3.4-6 Distribution of the simulated Fourier spectra by the empirical Green's function method by using the 5 aftershocks(M3.7,M3.9,M4.1,M4.1,M4.7,1997.3.26,28) at Kushikino site with main shock (M6.3, 1997.3.26) on the figure of ground motions aftershocks(circle) during a period from March ,1997 to March, 1998.

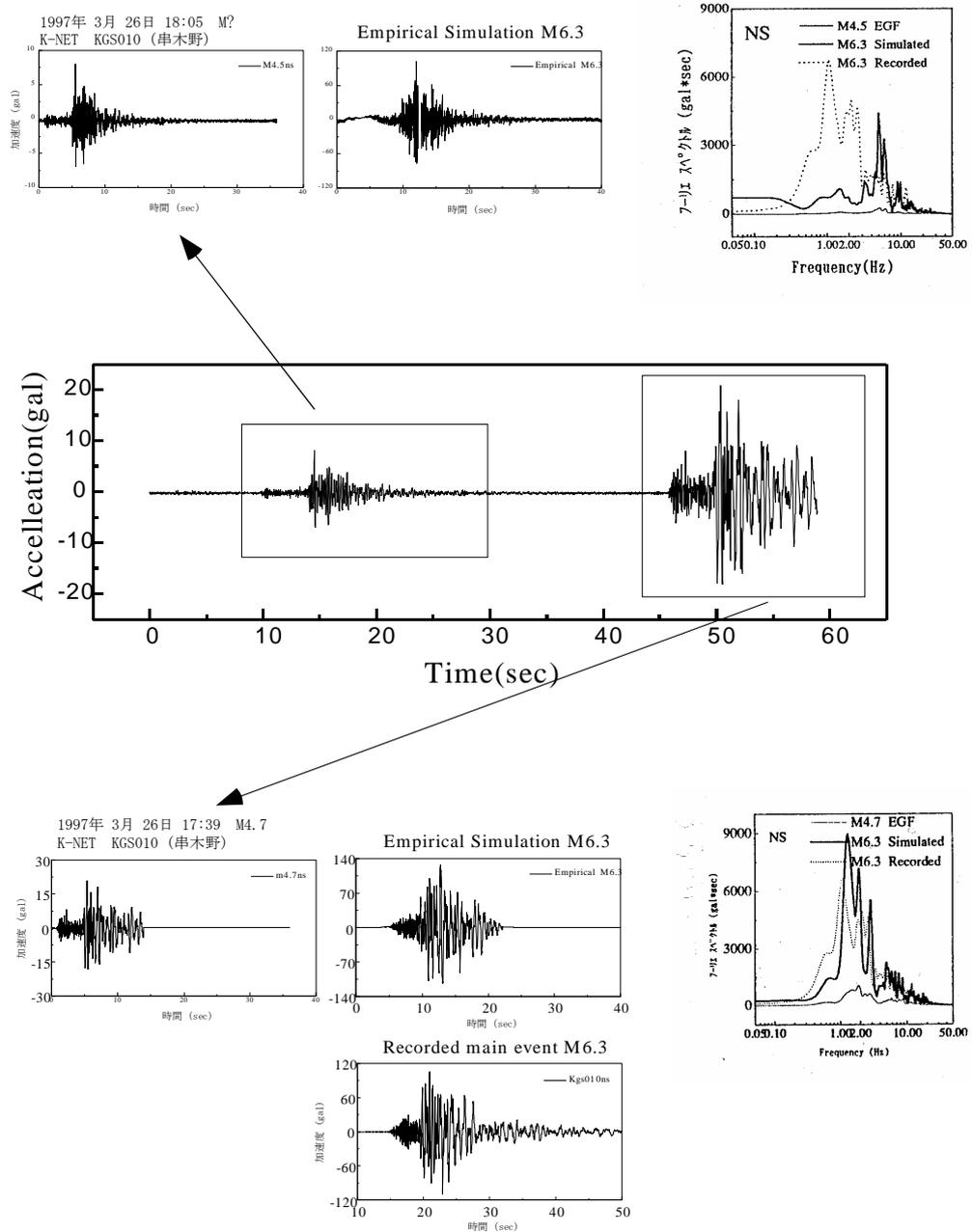


Fig.3.4-7 Comparison of the simulated wave forms by the empirical Green's function method by using the "M4.7" aftershocks at Kushikino site with the K-Net recorded ground motions.

3.4.2 確率論的グリーン関数法による合成波形

確率論的震源モデルのサブフォルトの分割数 N は、式(3.2-3)より大地震と小地震の地震モーメント比の 3 乗根から設定できるが、ここで問題となるのは小地震の規模である。これに対しての明確な基準は設定困難であるが、これまでの経験から $N=5\sim 10$ 程度が目安である。前節で述べた 1987 年日向灘地震では $N=6$ 、1997 年鹿児島県北西部地震では、 $N=4\sim 10$ (Table3.4-4)であった。精度よく算出できる目安としては $N=5\sim 10$ という意見(入倉との私信)もあり、ここでは $N=9$ として確率論的グリーン関数法によって、本震 ($M6.3$) の加速度波形の再現を試みる。

計算にあたり、本震の震源パラメータおよび断層モデルは Table3.4-1 のものを用いた。確率論的震源モデルによる地震波形の作成に当たっては、震源位置は本震と同じ位置とした。

算定手法は 3.2.2 で示したが、ここでは必要な計算式を次式と Table3.4-5 に再掲する。

小地震の地震動波形 $a(t)$;

$$a(t) = \sqrt{2} \sum_{j=1}^{N_\omega} \sqrt{2S_{aa}(t, \omega_j) \Delta\omega} \cos(\omega_j t + \phi_j), \omega_j = j\Delta\omega; \Delta\omega = \frac{\omega_u}{N_\omega}; j = 1, 2, \dots, N_\omega \quad (3.4-1)$$

非定常パワースペクトル;

$$S_{aa}(t, \omega) = \frac{1}{2\pi T_e} |W(t, \omega)|^2 |A(\omega)|^2, |A(\omega)| = CA_S(\omega) A_D(\omega) A_A(\omega) \quad (3.4-2)$$

強震動の継続時間 T_e ;

$$T_e = \frac{L}{V_R} \left(1 - \frac{V_R}{C_S} \cos\psi\right); T_d = 2.63T_e \quad (3.4-3)$$

Table3.4-5 Spectrum factors in Eq.(3.4-2)

Scaling factor	$C = \frac{R_{\theta\phi} FV}{4\pi\rho C_S^3}$
Source spectra	$A_S(\omega) = \frac{m_0 \omega^2}{1 + (\omega / \omega_c)^2}$
Diminution factor	$A_D(\omega) = \frac{1}{1 + (\omega / \omega_{\max})^n} \frac{1}{R} \exp\left(-\frac{\omega R}{2QC_S}\right)$
Local soil amplification factor	$A_A(\omega) = \sqrt{\frac{\rho C_S}{\rho_0 C_{S0}}} \frac{\sqrt{1 + 4h_g^2 \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2}}{\sqrt{\left(1 - \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2\right)^2 + h_g^2 \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2}}$
Cutoff frequency	$\omega_{\max} = 2\pi \times 10^{(1.824-1.16M)}$
Corner Frequency	$\omega_c = 2\pi \times 4.9 \times 10^6 C_S \left(\frac{\Delta\sigma}{m_0}\right)^{1/3}$
Frequency-dependent attenuation factor	$Q = 10^{(q_1 \log(\omega/2\pi) + q_2)}$

Fig.3.4-8 に、確率論的グリーン関数法による 6 観測地点の合成波形と観測波形を比較して示す。確率論的グリーン関数法による合成波形においては、式(3.4-3)において、継続時間と地震マグニチュード M の関係を考慮した場合(M6.3, Stochastic with directivity)と考慮しない場合($\phi = 90^\circ$, M6.3, Stochastic)を示す。継続時間の短い出水(KGS002)と断層破壊伝播方向と反対方向の継続時間の長い大口(KGS003)および横川(KGS006)の継続時間の特性がよく表現できていることがわかる。

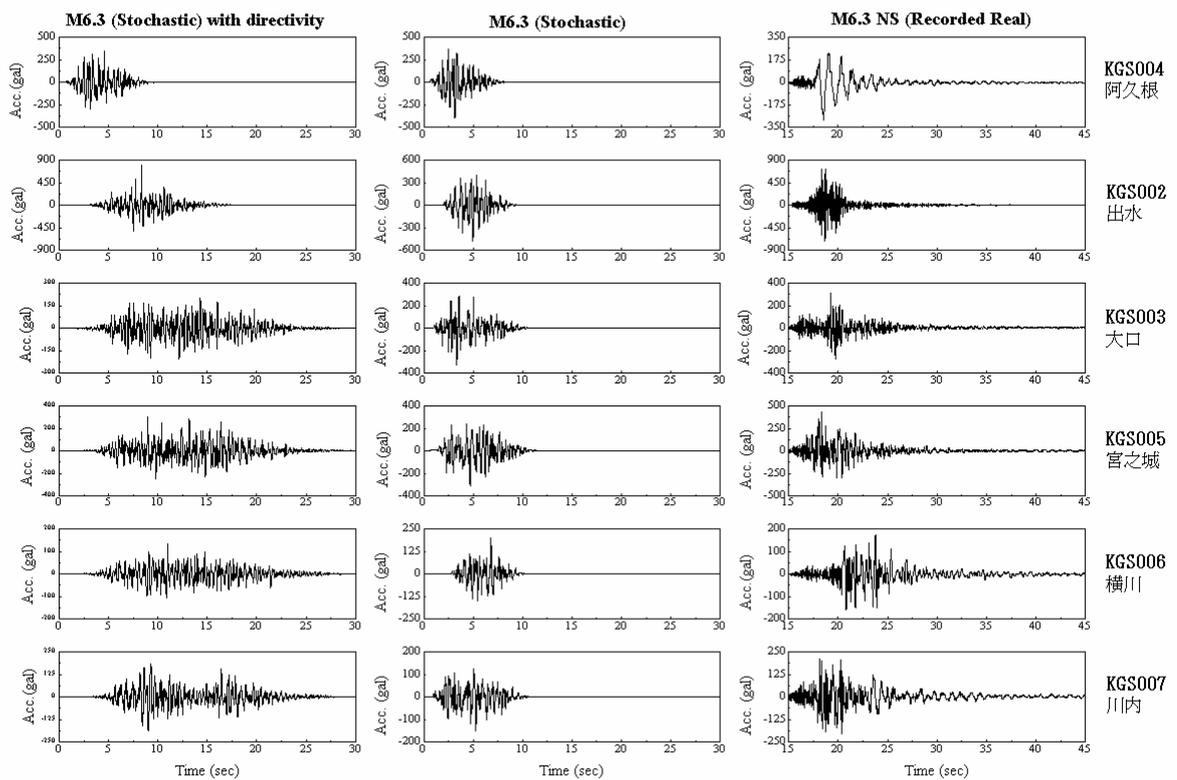


Fig.3.4-8 Comparison of stochastic simulation results with the recorded ground accelerations at 6 observation sites.

3.4.3 経験的および確率論的グリーン関数法による加速度波形と最大加速度分布

前節までに示した経験的グリーン関数法および小地震においてディレクティビティを考慮した確率論的グリーン関数法による6地点の加速度波形と観測波形をまとめてFig.3.4-9に示す。なお、図中には、最大加速度値、水平1方向のみの計測震度：Iを示した。特に出水地点では継続時間が他の地点と比較して短いが、経験的グリーン関数法においても継続時間の短い波形が得られている。経験的グリーン関数法に比べ、確率論的グリーン関数法の継続時間はやや長めであるが、出水地点の継続時間の特性がよく表現できている。

阿久根では、港湾地域での液状化現象が確認されており、阿久根地点の本震記録にみられる長周期成分の原因がその液状化のためと考えられがちであるが、余震記録(Acc31gal)でも長周期成分が卓越していることを考えると、観測地点の表層地盤が軟弱であることが推察される。表層地盤の非線形特性の評価が必要となるので、*K-Net*の地盤データ(Table3.4-6)に基づき有効応力解析プログラム(FLIP)を用い、簡易的に*N*値から非線形パラメータを設定^{44,45}し、地表面の加速度応答を算定すると(Fig.3.4-10)、長周期成分は適合性が向上するが、短周期は低減した。表層地盤の評価が課題として残される結果となった。

Table3.4-6 Soil condition at Akune site

	N-Value	P,S-Velocity (m/sec)	Density (g/cm ³)	Soil Column
1m	1	350	1.49	0m - 2.60m C
2m	0	350	1.51	2.60m - 4.80m C
3m	0	1580	1.53	4.80m - 7.60m S
4m	2	1580	1.59	7.60m - 10.30m S
5m	9	1580	1.59	10.30m - 18.30m C
6m	6	1580	1.63	18.30m - 20.45m G
7m	7	1580	1.65	
8m	7	1580	1.63	
9m	10	1580	1.65	C:Clay
10m	5	1580	1.60	S:Sand
11m	3	1580	1.64	G:Gravel
12m	3	1580	1.64	
13m	4	1580	1.66	
14m	3	1580	1.66	
15m	4	1580	1.64	
16m	4	1580	1.71	
17m	3	1580	1.75	
18m	12	1580	1.85	
19m	27	1950	1.98	
20m	21	1950	1.97	

http://www.k-net.bosai.go.jp/cgi-bin/k-net_cgi/site

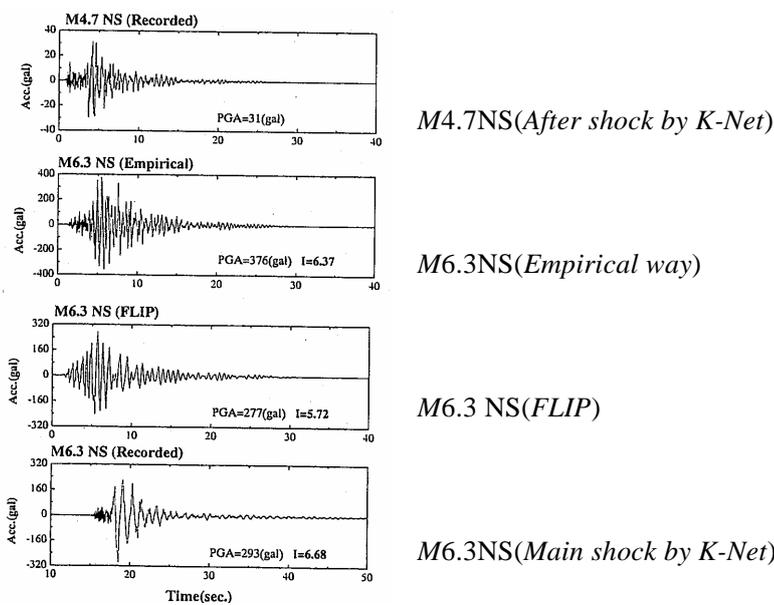
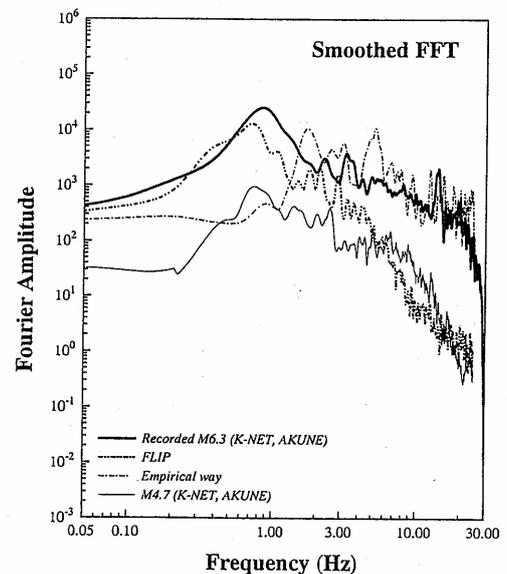


Fig.3.4-10 Comparison of the wave forms and the Fourier histories at Akune site.



以上をまとめると、経験的グリーン関数法および確率論的グリーン関数法とも観測波の比較および計測震度において、継続時間を考慮することで再現性が向上していると言えよう。

Fig.3.4-11 に 55 の観測地点における最大加速度値と確率論的グリーン関数法から求めた地震動の最大値を示す。断層すべり方向を図中に示す。断層の上盤に相当する北側地域での加速度が大きいことが示され、断層の傾斜角や断層すべり方向と継続時間の関係⁴¹⁾を考慮することが重要であると思われる。また、経験的グリーン関数法においても用いる小地震の方向性を考慮することはともかく、確率論的グリーン関数法においても断層すべり方向と継続時間の関係を考慮することにより、観測波形の特徴をより精度よく再現できるものと思われる。

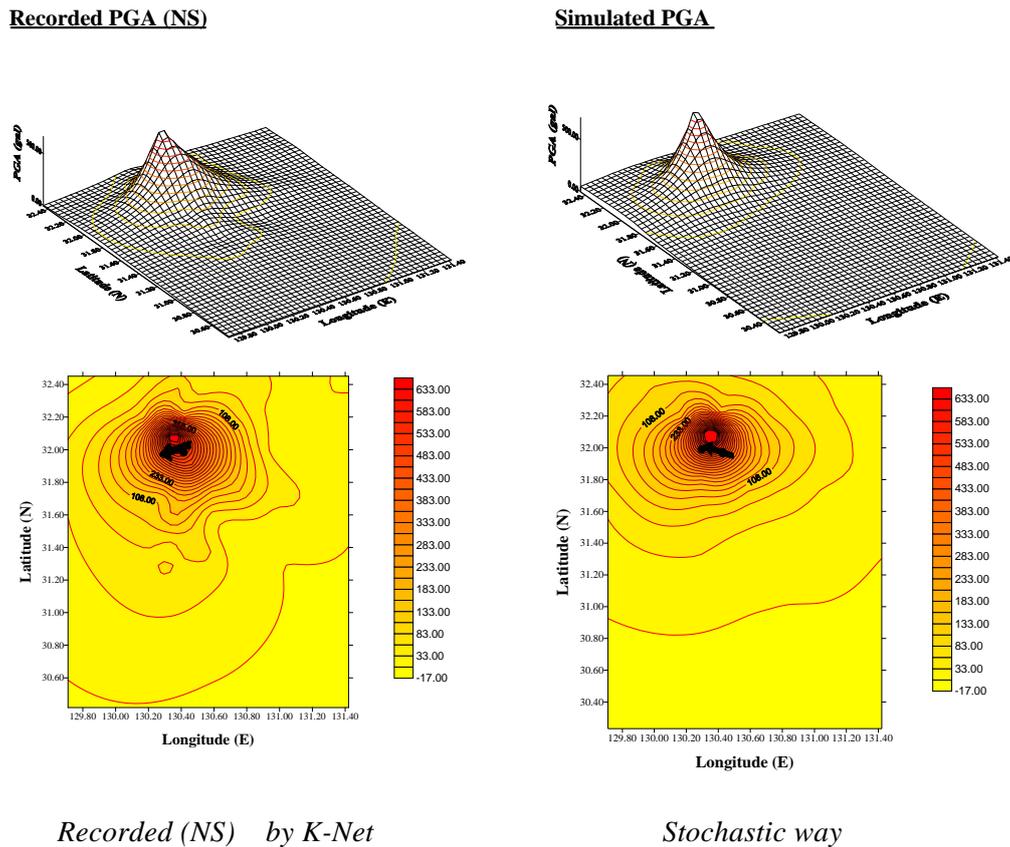


Fig.3.4-11 Comparison of the spatial distribution of peak ground accelerations by the stochastic Green's function method with the *K-Net* data during the Kagoshimaken-hokuseibu earthquake ($M6.3, 1997$).

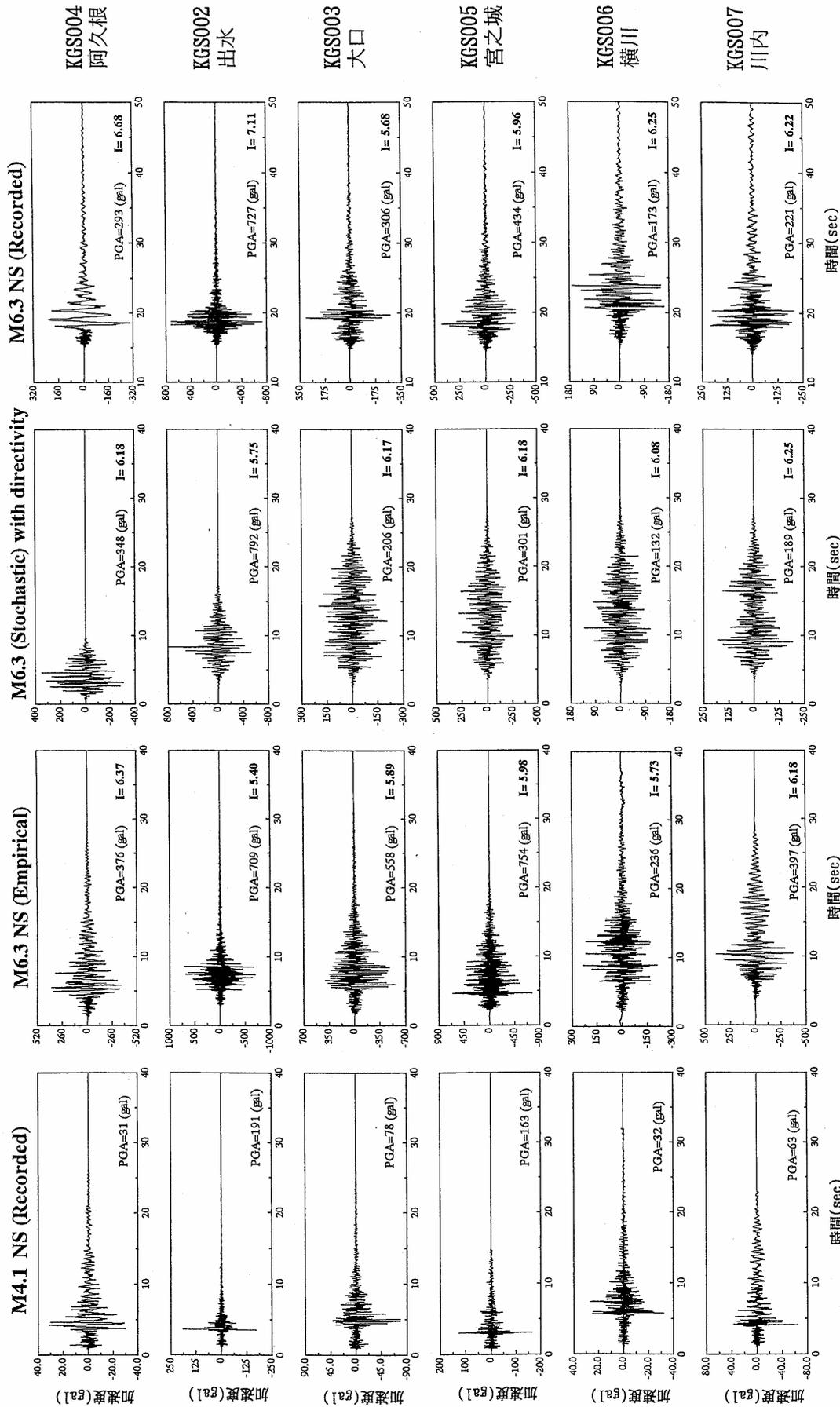


Fig.3.4-9a Comparison of the simulated wave forms by the empirical and stochastic Green's function methods with the K-Net NS recorded ground motions during the Kagoshimaken-hokuseibu earthquake (M6.3,1997)

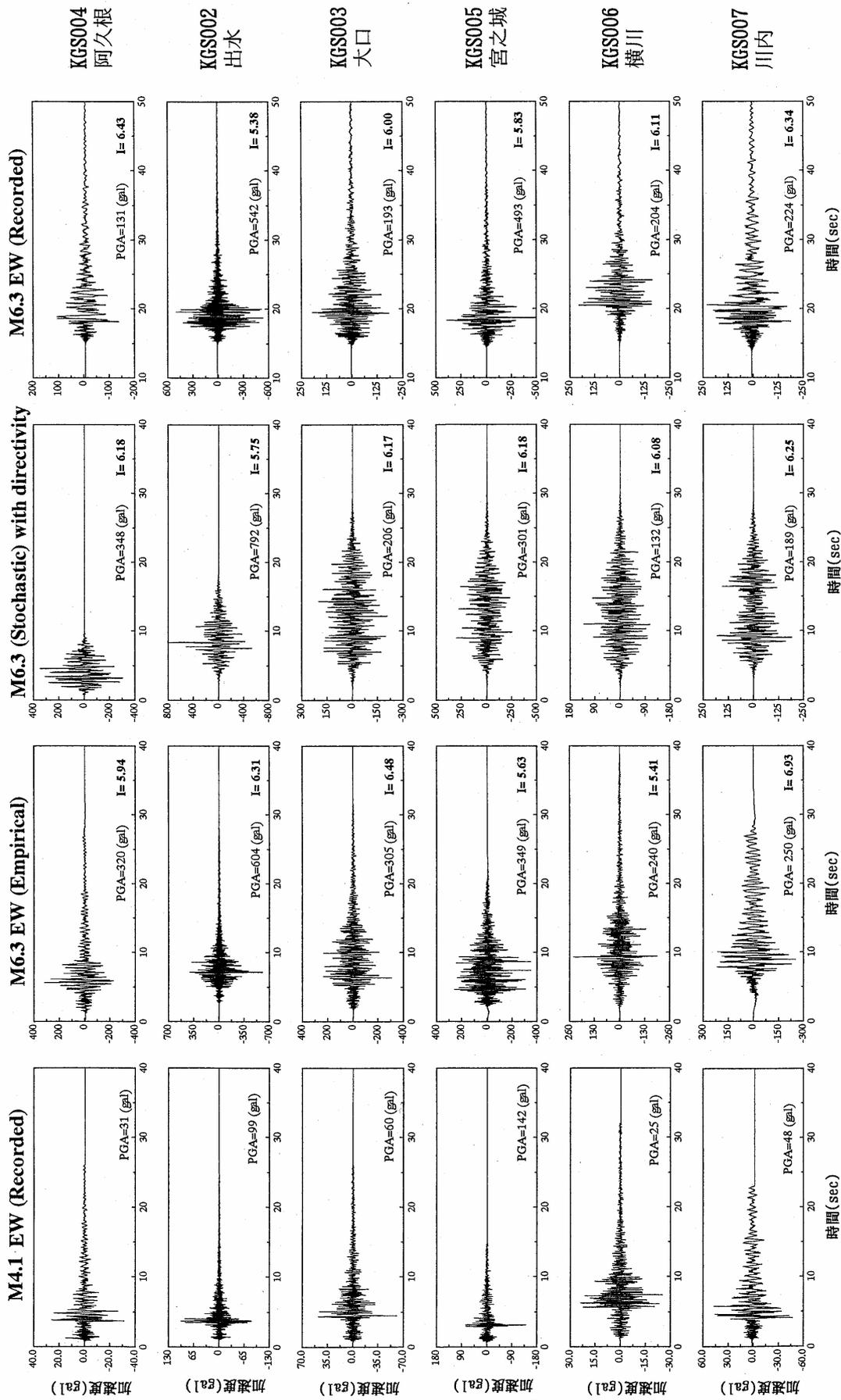


Fig.3.4-9b Comparison of the simulated wave forms by the empirical and stochastic Green's function methods with the K-Net EW recorded ground motions during the Kagoshimaken-hokuseibu earthquake (M6.3,1997)

本研究では、工学的基盤面($V_s=250\text{km/sec}$ 程度)から地表までのサイト特性を金井・田治見スペクトルによって評価しているが、サイト特性を詳細に考慮した増幅地震動が必要となる場合も考えられる。特に軟弱層による影響の大きい阿久根地点では、別途解析等を実施することも考えられる。ただし、地域防災計画や地震計の少ない地域の直後予測システム等では、本章で示したような簡便なモデルによって、従来の加速度の経験式(アッテネーション式)に比べ、断層のすべり方向、断層の北側の上盤に最大加速度値が生じていることの再現等、観測結果との整合性のとれた結果が得られたと言える。

3.4.4 経験的および確率論的グリーン関数法による設計入力地震動に関する考察

Fig.3.4-12 に串木野地点における地震波形の比較を示す。経験的グリーン関数法によるものは、最大加速度値ならびに継続時間において、観測記録とよく対応している。経験的グリーン関数法に比べ、確率論的グリーン関数法の継続時間はやや長めであるが、串木野地点の継続時間の特性がよく表現できている。

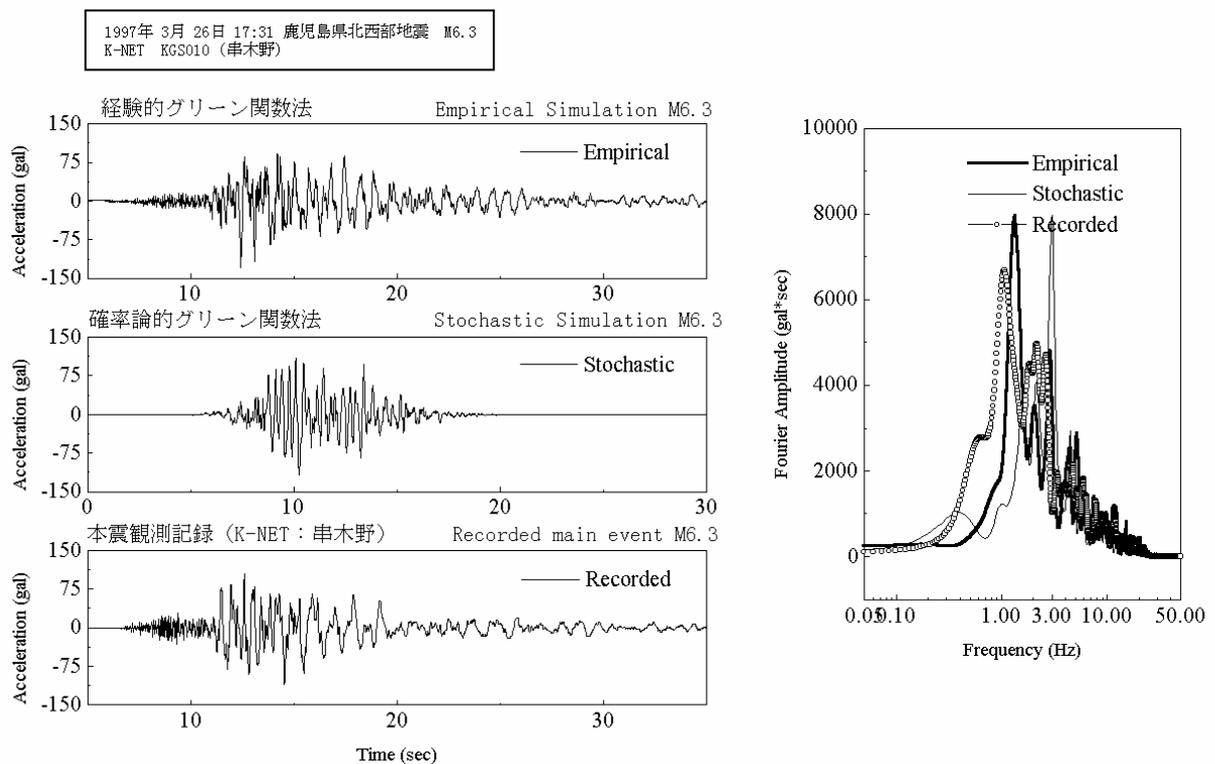


Fig.3.4-12 Comparison of the simulated wave forms and Fourier spectra by the empirical and stochastic Green's function methods with the K-Net recorded ground motions.

堤体のような土構造物の動的安定検討において長周期成分の存在は重要である。計算結果の比較 (Fig.3.4-12) では、確率論的グリーン関数法においてやや長周期成分が不足しているように思われる。この長周期成分の問題に関しては、4章で示すように、周期約1秒までの長周期地震波を運動学的断層モデルから作成し、短周期地震波は確率論的グリーン関数による波形合成とのハイブリッド波形とし、これによって長周期から短周期領域をカバーすることも必要であろう。

3.4.5 まとめ

本章のまとめとしては、以下のようになる。

- (1) 経験的グリーン関数法を用いた串木野ダム地点の地震動加速度記録の再現では、本震(1997年鹿児島県北西部地震、M6.3)の震源域で発生し、かつ本震と同じ震源メカニズム(左横ずれ断層)を持つ5つの余震による記録を経験的グリーン関数として用いた。その結果、余震記録(経験的グリーン関数)が本震に適合する記録と適合しない記録もあることがわかった。
- (2) したがって、経験的グリーン関数法において用いる適切な小地震の記録(経験的グリーン関数)の選定にあたっては、単に本震の震源域で発生し、かつ本震と同じ震源メカニズムを持つ小地震の記録ということではなく、断層の静的、動的パラメータなどが同じという条件が必要と思われる。
- (3) これらの静的、動的パラメータなどが経験的グリーン関数として用いることのできる小地震に対してわからないのが一般的であるので、経験的グリーン関数法における適切な小地震の記録の選定には注意を要する。
- (4) 確率論的グリーン関数法は、設計時に求める地点の地震動を算定するに当たって、余震記録が得られていない地点で有効である。また、小地震の策定においてもグリーン関数に断層破壊方向と継続時間の関係を考慮することで、再現性を高めることが可能である。

経験的および確率論的グリーン関数法による強震動の予測方法の難点としては、大地震および小地震の断層パラメータの予測が重要な課題となる。この課題に対する視点の1つとして、マルカート法による最小2乗法を用い、合成波形が観測波形に適合するように断層パラメータを推定する手法⁴⁶⁾により断層パラメータの同定を行うことが考えられる。今後、さらに同手法の検討を深耕していきたい。

また、フィルダムのような土構造物の安定性照査には、確率論的グリーン関数法だけではなく、4章で示すように、運動学的断層モデルによって長周期成分の地震波を別途求め、これに本章で示した確率論的モデルによる波形とを加え合わせるハイブリッド波形とした合成波による検討が、安全側の設計としては必要となるものと思われる。

今回、余震の分布図および震源メカニズム等、断層に関する地震学的資料を鹿児島大学角田寿喜教授より頂いた。ここに記して感謝の意を表する次第である。なお、気象庁は1997年10月より震源情報を各大学の情報とリンクし、精度のよい震源情報を公開するようになった。これらの震源情報を本章で示した例のように用いることで、これまで以上に精度の高い設計用入力地震動の策定ができるものと思われる。

[参考文献]

- 1) Irikura, K., Prediction of strong accelerations motions using empirical Green's function, *Proc. of 7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, pp.151-156, 1986.
- 2) Hartzell, S.H., Earthquake aftershock as Green's function, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.5, p.104, 1978.
- 3) Joyner, W.B. and Boore, D.M., On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes, *Earthquake Source Mechanics, Maurice Ewing Series 6*, edited by Das, S. and Boatwright, J., pp.269-273, 1986.
- 4) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長: 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, pp.1-9, 1991.
- 5) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明: 観測記録から同定した地震動の統計的特性と地盤の非線形性を考慮した強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第463号, pp.27-37, 1994.
- 6) 原田隆典, 田中剛, 田村好文: 震源特性を考慮した地震動のシミュレーション手法, 土木学会論文報告集, 第507号/I-30, pp.209-217, 1995.
- 7) Shinozuka, M. and Sato, Y., Simulation of nonstationary random process, *Journal of the Engineering Mechanics Division, ASCE*, Vol.93, No.EM1, pp.11-40, 1967.
- 8) Kanamori, H. and D.L.Anderson, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 65, pp.1073-1095, 1975.
- 9) 大崎順彦: 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, p.200, 1994.
- 10) Ben-Menahem, A., Radiation of seismic surface waves from a finite moving source, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.51, pp.401-435, 1961.
- 11) Tsurugi, M., Tai, M. and Okazaki, A., Simulation of strong ground motion from the 1993 Noto-hanto-oki earthquake combined empirical Green's function method with stochastic simulation method, *Proc. of Eleven World Conference on Earthquake Engineering*, Paper No.944, ISBN:0 08 042822 3, June 23-28, 1996
- 12) Hanks, T.C. and McGuire, R.K., The character of high-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.71, pp.2071-2095, 1981.
- 13) Aki, K., Scaling, Law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol., 72, pp.1217-1231, 1967.
- 14) Brune, J.N., Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *Journal of Geophys. Res.*, Vol.75, pp.4997-5009, 1970.
- 15) Boore, D.M., Stochastic simulation of high frequency ground motion based on seismological model of radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1865-1894, 1983.
- 16) Kiyono, J., Identification and synthesis of seismic ground motion in structural response analysis, *Ph.D. thesis*, Dept. of Civil Engineering, Kyoto University, 1992.
- 17) Tajimi, H., A statistical method of determining the maximum response of a building structure during an earthquake, *Proc. of 2nd World Conference of Earthquake Engineering*, Tokyo and Kyoto, Vol.II, pp.781-798, July 1960.
- 18) 平澤朋郎: 確率モデルによる最大加速度の予測, 自然災害特別研究成果, 地震活動と震害分布, pp.35-45, 1979.

- 19) Aki, K., Scaling law of earthquake source time-function, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, Vol.31, pp.3-25, 1972.
- 20) Gusev, A.A., Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimate of short-period strong motion, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, Vol.74, pp.787-808, 1983.
- 21) Koyama, J., Takemura, M. and Suzuki, Z., A scaling model for quantification of earthquakes in and near Japan, *Tectonophysics*, Vol.84, pp.3-16, 1982.
- 22) Aki, K., Strong motion seismology, in earthquakes: *Observation, Theory and Interpretation* (ed. H. Kanamori and E. Boschi), pp.233-250, 1983.
- 23) Izutani, Y., A statistical model for prediction of quasi-realistic strong ground motion, *J. Phys. Earth*, Vol.29, pp.537-557, 1981.
- 24) Izutani, Y., Source parameters relevant to heterogeneity of a fault plane, *J. Phys. Earth*, Vol.32, pp.511-529, 1984.
- 25) 鈴木保典：移動震源確率モデルから発生する地震波，自然災害特別研究成果，断層運動における短周期挙動と入力地震波の推定，pp.139-149, 1984.
- 26) 鈴木保典，平澤朋郎：断層運動微細構造のモデル化，自然災害特別研究成果，大地震時における都市生活機能の被害予測とその保全システムに関する研究，pp.21-26, 1984.
- 27) Papageorgiou, A.S. and Aki, K., A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion I. Description of the model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.693-722, 1983.
- 28) Papageorgiou, A.S. and Aki, K., A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion II. Applications of the model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.953-978, 1983.
- 29) Purcaru, G. and Berckhemer, H., Quantitative relations of seismic source parameters and a classification of earthquakes, *Tectonophysics*, Vol.84, pp.57-128, 1982.
- 30) Papageorgiou, A.S. and Aki, K., Scaling law of far-field spectra based on observed parameters of the specific barrier model, *PAGEOPH*, Vol.123, pp.353-374, 1985.
- 31) Hanks, T.C., and McGuire, R.K., The character of high frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.71, pp.2071-2095, 1981.
- 32) 入倉孝次郎：震源のモデル化と強震動予測，地震，第46巻，pp.495-512, 1994.
- 33) Takemura, M. and Ikeura, T., A semiempirical method using a hybrid of stochastic and deterministic fault models, simulation of strong ground motion during large earthquakes, *J. Phys. Earth*, Vol.36, pp.89-106, 1988.
- 34) Dan, K., Watanabe, T. and Tanaka, T., A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, 日本建築学会構造系論文報告集，第396号，pp.27-34, 1989.
- 35) Dan, K., Ishii, T. and Ebihara, M., Estimation of strong ground motions in meizoseismal region of the 1976 Tangshan, China, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.83, pp.1756-1777, 1993.

- 36) 大角恒雄, 原田隆典, 泉谷恭男: 確率論的グリーン関数を用いた強震動の波形合成法とその検証例による震源パラメータの考察, 土木学会・応用力学論文集, Vol.1, pp.595-606,1998.
- 37) 矢崎浩: 強地震観測資料集, 第6巻, U93031,電力中央研究所報告,No.87-2,1986.
- 38) Dziewonski, A.M., Ekstrom, G., Woodhouse, J.H. and Zwart, G., Centroid-moment tensor solutions for January-March, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.50, pp.116-126, 1988.
- 39) 佐藤良輔編: 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, p.85, 1989.
- 40) 平成9年度建設技術講演会「鹿児島県北西部地震について」, (財)鹿児島県建設技術センター, p.34, 1997.
- 41) 大角恒雄, 奥倉英世, 原田隆典: 地震断層を考慮した強振動の波形合成, 土木学会第52回年次学術講演会, I-B311, pp.620-621, 1997.
- 42) Ishida, M. and Kikuchi, M., A possible foreshock of a future large earthquake near Odawara, center Japan, *Geophysical Research Letters*, Vol.19, No.16, pp.1695-1698, 1992.
- 43) 石田瑞穂: 神奈川県西部地域の地震活動, 地学雑誌, 東京地学協会, Vol.102, No.4, pp.381-392, 1993.
- 44) Iai, S., Matsunaga, Y. and Kameoka, T., Analysis of undrained cyclic behavior of sand under anisotropic consolidation, *Soils and Foundations*, Vol.32, NO.2, pp.16-20, 1992.
- 45) FLIP研究会の主な成果, 沿岸開発技術センター, pp.23-25, 1997.
- 46) Darma, H., Ohsumi, T., Harada, T. and Mukai, T., Nonlinear least source estimation of earthquake source parameters by Merquardt method, 土木学会第52回年次学術講演会, I-B314, pp.626-627, 1997.

Chapter 4

運動学的断層モデルによる地震動波形の合成

4.1 まえがき

これまで耐震工学分野では、観測記録の統計処理を主体とした経験的方法によって地震動を解釈し実務設計に使用する場合が多く、震源断層の破壊や地震波伝播の物理に基づく理論的方法によって合成された地震動波形の工学的利用は比較的少ない。しかし、1995年兵庫県南部地震による1G近くの大加速度を持つ長周期(1-2秒)パルスの揺れに耐震工学を専門とする多くの技術者が驚かされたことから推察されるように、このような揺れの概略的把握はなされていなかった。すなわち経験的方法のみに頼るのは危険である。このため理論的方法を援用して、どのような強震動が起こるのかをシミュレーションによって確認しながら、精度よく揺れの特徴を把握して構造物の耐震設計をしておかなければならない。

そこで本章では、断層モデルによる地震波動場の工学的応用を目指して、振動数一波数領域において、グリーン関数や半無限地盤地表面の地震動変位に関する解析解および水平成層地盤の剛性マトリックスに対する解析解を示すとともに、これらの応用例を記述することにする。

本章で述べる個々の理論は地震学分野では特に目新しいものではないが、以下に記述する本論文の位置づけと内容の概要からわかるように、工学分野ではなじみ深い剛性マトリックス法を使って断層破壊で生じた地震波による水平成層地盤の応答を求めた研究例は見あたらないと思われる。

また、本章は振動数一波数領域における波動場の解析解を具体的に記述しているが、これらの解析解は、Harada(1994)¹⁾が境界要素法を使い、SH波入射問題を対象として示した不整形地盤などの地盤構造の不確定性を考慮した確率論的応答特性に、断層破壊特性を考慮する際に利用できるなどの広い工学的応用性を有する。

震源断層を含む地盤の応答計算法に関する研究状況は、纈纈・他(1989)²⁾に詳しく述べられているが、ここでは、既往の研究における本論文の位置づけと特徴を整理しておく。従来の論文に共通する手順は、Bouchon(1979)^{3,4)}やChouet(1987)⁵⁾が整理しているように、無限地盤中に変位の食い違いを仮定する、いわゆる運動学的断層モデルから放射される地震波に、水平成層地盤の影響を考慮して地表面の応答を計算するというものである。これらの研究において水平成層地盤の影響は、Haskell(1953)⁶⁾の伝達マトリックス法によって、定式化し、この伝達マトリックスをDunkin(1965)⁷⁾法を使って分割し、数値計算の安定性を計っている。しかし、この方法でも依然として、数値安定化に関して問題点が残っているが、Kennett *et al.* (1979)⁸⁾、Luco *et al.* (1983)⁹⁾、Hisada(1995)¹⁰⁾による反射・透過マトリックス法は伝達マトリックス法の数値安定化問題を完全に解決した方法として知られている(纈纈・他,1989)²⁾。ただし、これらの方法の演算は伝達マトリックス法によるものより複雑化している。

次に座標系に関しては、円筒座標や直交座標が用いられる。円筒座標では振動数一波数の2重積分によって波動場が求められるが、直交座標では3重フーリエ積分となるため、積分がひとつ多い直交座標の定式化が不利のように考えられることもある。しかし、地震断層の広がりや破壊

伝播の広がりを考慮する場合には断層面上での積分が解析的にできる利点がある。また高速フーリエ変換を使うことにより 3 重フーリエ積分は効率的に実施でき、広い領域での地震波動場を計算するのに便利である。点震源の場合には、円筒座標系による定式化の方が便利であるが、工学的応用においては広い範囲の地震波動場や地盤歪等が必要となる場合が考えられるので、本論文では直交座標による波動場を記述することとする。

Bouchon(1979)^{3,4)}や Chouet(1987)⁵⁾は、直交座標系での定式化を示しているが、これらの論文では特定の断層傾斜角と断層破壊形式に対する震源ポテンシャルの解析解が示されているのみである。そこで本論文では、これらの定式化に基づいて任意の断層傾斜角と 4 つの断層破壊形式の断層モデルから放射される地震波の解析解を示し、工学的応用性を拡張する。

上述したように、地震波におよぼす水平成層地盤の影響は、これまで伝達マトリックス法または反射・透過マトリックス法によって取り扱われてきたが、本論文では Kausel *et al.*(1981)¹¹⁾による剛性マトリックス法を採用して考慮する。彼らは水平成層地盤における剛性マトリックス法の定式化を示したが、断層からの地震波入射に対する具体的な解析解や解析例は示していない。Wolf *et al.* (1982)^{12,13)}も剛性マトリックス法による水平成層地盤の応答を扱っているが、平面波入射による地盤の増幅特性を検討したもので、断層破壊によって発生した地震波による地盤応答問題は検討していない。そこで本論文では、断層破壊で生じた地震波による水平成層地盤の応答を、剛性マトリックス法により計算するために必要となる半無限地盤地表面での地震動変位および、この解と整合する剛性マトリックスの解析解並びに、実地震波形との比較例を示す。なお、剛性マトリックスの解析解は Kausel *et al.*(1981)¹¹⁾や Wolf *et al.*(1982)^{12,13)}も示しているが、本章では利用時の混乱を避けるため、断層破壊による地震波に対応した振動数-波数の定義と整合した解析解を示す。

数値安定性に関して剛性マトリックスでは、高振動数、高波数、軟らかい厚い層などの条件下で現われる伝達マトリックス法における指数関数の桁あふれ(overflow)問題は生じない。その理由は後節に示す剛性マトリックスの具体式からわかるように、このような条件の場合、SH 波では $\sin \gamma h$ 、P-SV 波では $\sin \gamma h \sin \nu h$ で除し、さらに、 γh 、 νh を実部 $Re(\gamma h)$ 、 $Re(\nu h)$ と虚部 $Im(\gamma h)$ 、 $Im(\nu h)$ に分けて、双曲線正接($\tanh Im(\gamma h)$ 、 $\tanh Im(\nu h)$)に書き変えると、剛性マトリックスの各項はすべて負の指数関数で表わされ、これらは零とおけるので桁あふれは起こらない。したがって剛性マトリックス法では、伝達マトリックスに Dunkin(1965)⁷⁾法を使う方法や反射・透過マトリックスを用いる方法に比べると、極めて簡単な操作によって数値計算上での解の安定性が確保される。構造工学分野では、剛性マトリックス法は目新しくはないが、地震波動場の計算分野において、剛性マトリックス法による定式化はあたらなないと思われる。

以上に述べたように本章で新たに示した解析解によって、運動学的断層モデルから放射される地震波の計算並びに、地震波入射による水平成層地盤の応答計算の手順が簡略化され、数値計算上での解の安定性が確保された。このことにより、断層を考慮した地震動の波形合成を簡単な計算プログラミングで行うことができるようになった。

ところで、一般に震源断層破壊の物理的要因とそのモデル化および地震波伝播に関する詳細な地盤構造の不確定性等のため、本論文で示したような解析解が有効となる地震波の周期成分には限界がある。その境界は難しいが、周期約 1 秒辺りが目安で、これよりも長い周期成分が決定論的手法の対象と考えられている (例えば、Joyner *et al.*, 1988)¹⁴⁾。

そこで本論文では、周期約 1 秒までの長周期地震波を運動学的断層モデルによる地震波の解析解を用いて作成し、短周期地震波は第 3 章で示した断層特性を考慮した確率論的方法から作成することとし、これによって長周期から短周期領域をカバーした強震動加速度波形を作成する。本理論的方法の特長を例示するために、1966 年パークフィールド地震(M6.0)による断層近傍での加速度記録を再現した。

4.2 無限地盤におけるグリーン関数の3次元直交座標系での表現式

4.2.1 グリーン関数の表現式

Lamb(1904)¹⁵⁾や Bouchon(1979)^{3),4)}の方法によって無限地盤におけるグリーン関数を求めると、3次元直交座標系 (x,y,z) においては、次式のようなになる。

$$\begin{aligned} G_{np}(x,y,z, t, ; x_{so}, y_{so}, z_{so}) \\ = \frac{1}{8\pi^3} \iiint G_{np}(\kappa, \omega, z; x_{so}, y_{so}, z_{so}) e^{i(\kappa_x x + \kappa_y y - \omega t)} dk_x k_y d\omega. \end{aligned} \quad (4.2-1a)$$

ここに、 $i = \sqrt{-1}$ 。また振動数 ω および波数 κ_x, κ_y の領域におけるグリーン関数 $G_{np}(\kappa_x, \kappa_y, \omega, z, ; x_{so}, y_{so}, z_{so})$ は次式のように与えられる。

$$\begin{aligned} G_{np}(\kappa_x, \kappa_y, \omega, z, ; x_{so}, y_{so}, z_{so}) \\ = \frac{i}{2\rho\omega^2} [\Phi_{np} e^{i\nu|z-z_{so}|} + \Psi_{np} e^{i\nu|z-z_{so}|}] e^{-i(x_{so} + y_{so})} \end{aligned} \quad (4.2-1b)$$

ここに、 ρ は媒質の密度を表わす。また $n, p = x, y, z$ である。

係数 Φ_{np} ($=\Phi_{pn}$)はP波に関する係数で、次式のように与えられる。

$$\begin{aligned} \Phi_{xx} &= \frac{\kappa_x^2}{\nu}, & \Phi_{xy} &= \frac{\kappa_x \kappa_y}{\nu}, \\ \Phi_{xz} &= \text{sgn}(z - z_{so}) \kappa_x, & \Phi_{yy} &= \frac{\kappa_y^2}{\nu}, \end{aligned} \quad (4.2-2a)$$

$$\Phi_{yz} = \text{sgn}(z - z_{so}) \kappa_y, \quad \Phi_{zz} = \nu,$$

S波に関する係数 Ψ_{np} ($=\Psi_{pn}$)は次式のようなになる。

$$\begin{aligned} \Psi_{xx} &= \frac{\kappa_y^2 + \gamma^2}{\gamma}, & \Psi_{xy} &= \frac{\kappa_x \kappa_y}{\gamma}, \\ \Psi_{xz} &= -\text{sgn}(z - z_{so}) \kappa_x, & \Psi_{yy} &= \frac{\kappa_x^2 + \gamma^2}{\gamma}, \end{aligned} \quad (4.2-2b)$$

$$\Psi_{yz} = -\text{sgn}(z - z_{SO})\kappa_y, \quad \Psi_{zz} = \frac{\kappa_x^2 + \kappa_y^2}{\gamma},$$

ここに、

$$\begin{aligned} \text{sgn}(z - z_{SO}) &= 1, & \text{for } z > z_{SO}, \\ \text{sgn}(z - z_{SO}) &= -1, & \text{for } z < z_{SO}; \end{aligned}$$

(4.2-3a)

$$\begin{aligned} e^{|z-z_{SO}|} &= e^{(z-z_{SO})}, & \text{for } z \geq z_{SO}, \\ e^{|z-z_{SO}|} &= e^{-(z-z_{SO})} & \text{for } z < z_{SO}; \end{aligned}$$

(4.2-3b)

$$\begin{aligned} \nu &= \sqrt{\left(\frac{\omega}{C_P}\right)^2 - \kappa_x^2 - \kappa_y^2}, & \text{Im}(\nu) \geq 0, \\ \gamma &= \sqrt{\left(\frac{\omega}{C_S}\right)^2 - \kappa_x^2 - \kappa_y^2} & \text{Im}(\gamma) \geq 0, \end{aligned}$$

(4.2-3c)

ここに、 C_P , C_S はP波、S波の速度を表わす。また記号 $\text{Im}(\nu)$ は、複素波数 ν の虚数部を意味する。

4.2.2 検証

ここでは、次式で与えられる Weyl の積分(例えば、Aki and Richards,1980)¹⁶⁾を使って、式 (4.2-1) の解析解が、よく知られている無限地盤のグリーン関数の表現式と同じであることを示す。

$$\begin{aligned} \frac{i}{2\pi} \iint \frac{1}{\nu} e^{i[\kappa_x \bullet (x-x_{SO}) + \kappa_y \bullet (y-y_{SO}) + \nu |z-z_{SO}|]} dk &= \frac{1}{r} e^{i\frac{\omega r}{C_P}} \\ \frac{i}{2\pi} \iint \frac{1}{\gamma} e^{i[\kappa_x \bullet (x-x_{SO}) + \kappa_y \bullet (y-y_{SO}) + \gamma |z-z_{SO}|]} dk &= \frac{1}{r} e^{i\frac{\omega r}{C_S}} \end{aligned}$$

(4.2-4)

ここに、

$$r = \sqrt{(x - x_{SO})^2 + (y - y_{SO})^2 + (z - z_{SO})^2}$$

(4.2-5)

式(4.2-4)を使い、式(4.2-1)の波数積分を行なうと、次式が得られる。

$$G_{np}(\omega, r) = \frac{1}{4\pi\rho C_s^2} [\psi \delta_{np} - \chi r_n r_p] \quad (4.2-6)$$

ここに、 $\delta_{np}=1(n=p), 0(n\neq p)$ 、そして、 $r_n = \partial r / \partial x_n$ である。また、

$$\begin{aligned} \psi &= (1 + \Omega_s) \frac{1}{r} e^{\frac{i\omega r}{C_s}} - \left(\frac{C_s}{C_p}\right)^2 \Omega_p \frac{1}{r} e^{\frac{i\omega r}{C_p}}, \\ \chi &= (1 + 3\Omega_s) \frac{1}{r} e^{\frac{i\omega r}{C_s}} - \left(\frac{C_s}{C_p}\right)^2 (1 + 3\Omega_p) \frac{1}{r} e^{\frac{i\omega r}{C_p}} \end{aligned} \quad (4.2-7a)$$

ここに、

$$\Omega_s = \frac{i}{\left(\frac{\omega r}{C_s}\right)} - \frac{1}{\left(\frac{\omega r}{C_s}\right)^2}, \Omega_p = \frac{i}{\left(\frac{\omega r}{C_p}\right)} - \frac{1}{\left(\frac{\omega r}{C_p}\right)^2} \quad (4.2-7b)$$

式(4.2-6)は、無限地盤のグリーン関数としてよく知られている Cruse *et al.*(1968)¹⁷⁾の解と等しい。また 式(4.2-6)を振動数でフーリエ変換すると、Stokes(1849)¹⁸⁾、Love(1904)¹⁹⁾の解が得られる。なお本章のフーリエ変換は、式(4.2-1)のように定義されていることに注意しておかなければならない。

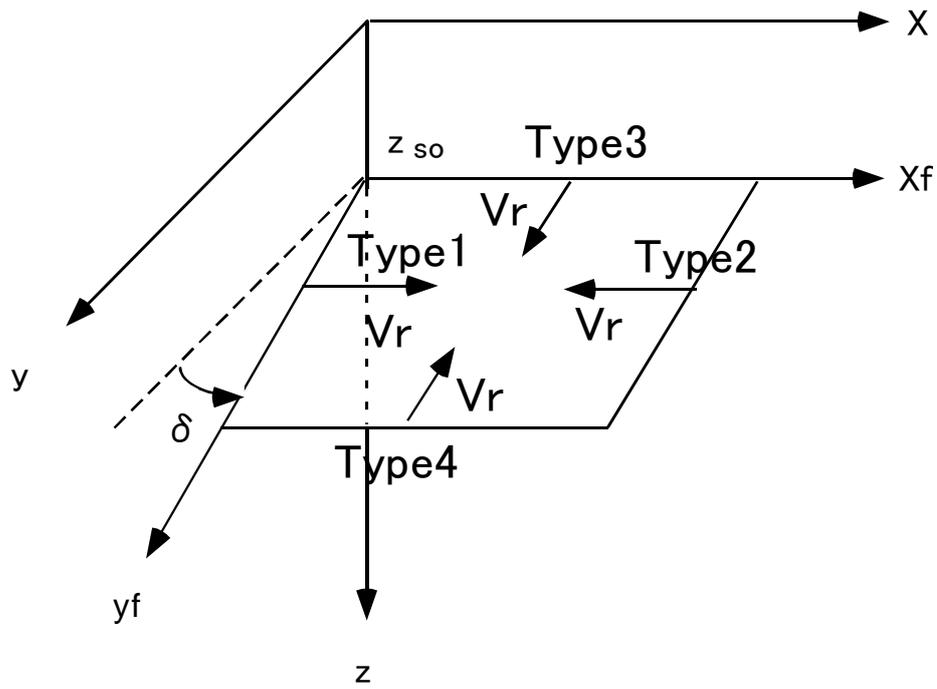


Fig.4.3-1 Four types of propagating shear fault and notations

4.3 無限地盤中の運動学的断層モデルから放射される地震波

無限地盤中の点 (x_{so}, y_{so}, z_{so}) に作用する複双荷重 (点震源) による変位場の表現式は、振動数-波数領域において次のように与えられる(Aki *et al.*, 1980)¹⁶⁾。

$$u_n(\kappa_x, \kappa_y, z, \omega) = M_{pq}(\omega) G_{np,q}(\kappa_x, \kappa_y, \omega, z; x_{so}, y_{so}, z_{so}). \quad (4.3-1)$$

ここに、 $G_{np,q}$ は G_{np} の点震源座標 (x_{so}, y_{so}, z_{so}) の $q(=x,y,z)$ 方向座標に関する微係数を表わす。また M_{pq} は、点震源の地震モーメントテンソルを表わす。なお上式では、 p と q に関する総和をとるものとする。

上式で与えられる点震源解を断層面上で積分すると、以下に示すように断層面上で一様なすべりを仮定する、いわゆる Haskell 断層モデルから放射される地震波の解析解が得られる。

本章では、Fig.4.3-1 に示すような矩形断層を考え、断層長さ方向に x 軸を取った直交座標系での地震波動場の解析解を与える(式 (4.3-3))。断層上端の深さを z_{so} 、断層面の深さ方向への傾き角 (dip angle) を δ とする。断層破壊伝播形式に関しては、Fig.4.3-1 に Type1、Type2 と示すように断層長さ方向に一様な破壊速度 V_r で破壊する 2 つの断層破壊伝播のタイプおよび Type3、Type4 と示すように断層幅方向に一様な破壊伝播をするタイプの合計 4 つの形式を想定している。断層面のすべり方向は、Fig.4.3-1 の手前側の断層面が断層長さ軸から半時計回りに取った方向 λ (slip directional angle) に $D/2$ すべり、奥側の断層面が λ と逆向きに $D/2$ すべるものとする。ここに、 D は断層面の両側でのすべり量 (不連続変位量) である。本論文では、断層のすべり時間関数は、立ち上がり時間 (rise time) τ を持つ傾斜関数を用いる。このため、地震モーメントの振動数特性は次のように与えられる。

$$M_0(\omega) = \mu L W D(\omega), D(\omega) = \frac{D}{\omega^2 \tau} (e^{i\omega\tau} - 1) + D\pi\delta(\omega). \quad (4.3-2)$$

ここに、 $\delta(\omega)$ は Dirac のデルタ関数を表わす。

上述のような Fig.4.3-2 の断層モデルから放射される地震波において、 $z \leq z_{so}$ の領域での変位 $u_n^{(in)}(\kappa_x, \kappa_y, \omega, z; z_{so})$ を示すと、次のようになる。

$$u_n^{(in)}(\kappa_x, \kappa_y, \omega, z; z_{so}) = M_0(\omega) [R_n^P S_m^P E_{-v} + R_n^S S_m^S E_{-r}] \quad (4.3-3a)$$

ここに、

$$E_{-v} = e^{-i\nu(z_0 - z_{so})}, E_{-r} = e^{-i\gamma(z_0 - z_{so})} \quad (4.3-3b)$$

また、 R_n^P は P 波の放射形状に関わる係数で、次のように与えられる。

$$R_x^P = i\kappa_x R^P, R_y^P = i\kappa_y R^P, R_z^P = -i\nu R^P, \quad (4.3-4a)$$

$$R^P = \frac{i}{2\rho\omega^2} \left[R_{strike}^P \cos \lambda + R_{dip}^P \sin \lambda \right]. \quad (4.3-4b)$$

ここに、

$$\begin{aligned} R_{strike}^P &= -2 \frac{\kappa_x \kappa_y}{\nu} \sin \delta - 2\kappa_x \cos \delta, \\ R_{dip}^P &= 2\kappa_y \cos 2\delta + \frac{\kappa_y^2 - \nu^2}{\nu} \sin 2\delta. \end{aligned} \quad (4.3-4c)$$

また S 波の放射形状に関する係数 R_n^S は、次のように与えられる。

$$\begin{aligned} R_x^S &= i(\kappa_y R_3^S + \gamma R_2^S), \\ R_y^S &= -i(\gamma R_1^S + \kappa_x R_3^S), \\ R_z^S &= i(\kappa_x R_2^S - \kappa_y R_1^S), \end{aligned} \quad (4.3-5a)$$

$$R_\kappa^S = \frac{i}{2\rho\omega^2} \left[R_{\kappa strike}^S \cos \lambda + R_{\kappa dip}^S \sin \lambda \right], \quad (4.3-5b)$$

ここに、

$$\begin{aligned} R_{1 strike}^S &= \kappa_x \sin \delta - \frac{\kappa_x \kappa_y}{\gamma} \cos \delta, \\ R_{1 dip}^S &= \frac{\kappa_y^2 - \gamma^2}{\gamma} \cos 2\delta - 2\kappa_y \sin 2\delta, \\ R_{2 strike}^S &= -\kappa_y \sin \delta + \frac{\kappa_x^2 - \gamma^2}{\gamma} \cos \delta, \\ R_{2 dip}^S &= -\frac{\kappa_x \kappa_y}{\gamma} \cos 2\delta + \kappa_x \sin 2\delta, \\ R_{3 strike}^S &= \frac{\kappa_x^2 - \kappa_y^2}{\gamma} \sin \delta - \kappa_y \cos \delta, \\ R_{3 dip}^S &= -\kappa_x \cos 2\delta - \frac{\kappa_x \kappa_y}{\gamma} \sin 2\delta. \end{aligned} \quad (4.3-5c)$$

係数 S_m^P と S_m^S は、断層すべりのタイプ ($m=1,2,3,4$) 毎に定まる断層すべりの影響を表わす係数で、上添字は P 波と S 波に対する影響係数を意味する。これらは次式のように与えられる。

$m=1,2$ (タイプ 1、2) に対して：

$$S_m^B = \frac{\sin \left[X + (-1)^m \frac{\omega L}{2V_r} \right]}{\left[X + (-1)^m \frac{\omega L}{2V_r} \right]} \frac{\sin Y^B}{Y^B} e^{-i(X+Y^B - \frac{\omega L}{2V_r})} \quad (4.3-6a)$$

$m=3,4$ (タイプ 3、4) に対して：

$$S_m^B = \frac{\sin X}{X} \frac{\sin \left[Y^B + (-1)^m \frac{\omega W}{2V_r} \right]}{\left[Y^B + (-1)^m \frac{\omega W}{2V_r} \right]} e^{-i(X+Y^B - \frac{\omega W}{2V_r})} \quad (4.3-6b)$$

ここに、 $B=P, S$ である。

また、

$$\begin{aligned} X &= \kappa_x \frac{L}{2}, \\ Y^P &= (\kappa_y \cos \delta - \nu \sin \delta) \frac{W}{2}, \\ Y^S &= (\kappa_y \cos \delta - \gamma \sin \delta) \frac{W}{2}. \end{aligned} \quad (4.3-6c)$$

点震源の場合、上式において $L=W=0$ とすると、 $S_m^B=1$ となる。

4.4 断層を含む半無限地盤上の水平成層地盤における地震波動場の表現式

4.4.1 半無限地盤の地表面変位

ここでは、Fig.4.4-1 に示すような断層を含む半無限地盤の地表面変位を求める。この場合、地表面による反射波が生じるが、この反射波は断層破壊特性に影響を与えないものと仮定する。この仮定のもとで、式(4.3-3)で与えられる断層から放射され地表面へ入射する入射波と、地表面からの反射波を加えた波動場において、地表面における応力=0 という境界条件を考慮すると、反射波の振幅を決めることができる。この解析は、次に示すように波動場 $u_n(\kappa_x, \kappa_y, \omega, z, z_{so}) \equiv u_n(z)$ を P - SV 波成分 $u_0(\kappa, z)$, $w_0(\kappa, z)$ と、 SH 波成分 $v_0(\kappa, z)$ に分けることで、容易となる (Bouchon,1979)^{3,4}, (Chouet,1987)⁵。

$$\begin{aligned}
 u(z) &= \frac{\kappa_x}{\kappa} u_0(\kappa, z) - \frac{\kappa_y}{\kappa} v_0(\kappa, z), \\
 v(z) &= \frac{\kappa_y}{\kappa} u_0(\kappa, z) + \frac{\kappa_x}{\kappa} v_0(\kappa, z), \\
 w(z) &= w_0(\kappa, z).
 \end{aligned}
 \tag{4.4-1}$$

ここに、 $\kappa = \sqrt{\kappa_x^2 + \kappa_y^2}$ である。

以上のような解析を行うと、半無限地盤の地表面変位の解析解が次のように求められる。

$$\begin{aligned}
 u_{0\ free}(\kappa, z_0) &= \frac{2i v \gamma M_0(\omega)}{\Delta} \left(\frac{\omega}{C_s}\right)^2 \left[2\kappa R^P S_m^P E_{-v} - \frac{\kappa^2 - \gamma^2}{v} R^{SV} S_m^S E_{-\gamma} \right], \\
 v_{0\ free}(\kappa, z_0) &= 2i M_0(\omega) R^{SH} S_m^S E_{-\gamma}, \\
 w_{0\ free}(\kappa, z_0) &= \frac{2i v \gamma M_0(\omega)}{\Delta} \left(\frac{\omega}{C_s}\right)^2 \left[\frac{\kappa^2 - \gamma^2}{\gamma} R^P S_m^P E_{-v} + 2\kappa R^{SV} S_m^S E_{-\gamma} \right].
 \end{aligned}
 \tag{4.4-2}$$

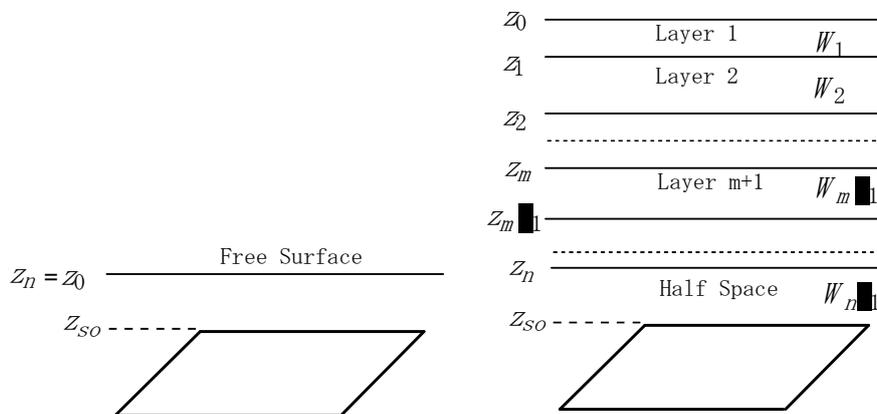


Fig.4.4-1 Cross-section of half space Fig.4.4-2 Cross-section of multiple layered half space

ここに、

$$\Delta = 4\kappa^2 v\gamma + (\kappa^2 - \gamma^2)^2,$$

$$R^{SV} = \frac{\kappa_x}{\kappa} R_2^S - \frac{\kappa_y}{\kappa} R_1^S, \quad (4.4-3)$$

$$R^{SH} = - \left[\kappa R_3^S + \gamma \left(\frac{\kappa_y}{\kappa} R_2^S + \frac{\kappa_x}{\kappa} R_1^S \right) \right].$$

ここに、 R_k^S , ($k=1,2,3$)は式(4.3-5b)で与えられる。

4.4.2 水平成層地盤の波動場

表層地盤の影響は、Fig.4.4-2 のような水平成層地盤を仮定し、次式で示す剛性方程式によって考慮する(Kausel *et al.*, 1981)¹¹⁾。

$$K(\kappa, \omega) u_0(\kappa, \omega) = q(\kappa, \omega) \quad (4.4-4a)$$

2層の場合($n=2$)について剛性マトリックスを具体的に記述すると、以下のようなになる。

$$K = (\kappa, \omega) = \begin{bmatrix} K_{11}^1 & K_{12}^1 & \\ K_{21}^1 & K_{22}^1 + K_{11}^2 & K_{12}^2 \\ & K_{21}^2 & K_{22}^2 + K_{Half} \end{bmatrix} \quad (4.4-4b)$$

$$u_0(\kappa, \omega) = (u_0(z_0), u_0(z_1), u_0(z_2))^T \quad (4.4-4c)$$

$$q_0(\kappa, \omega) = (0, 0, K_{Half} u_{0\ free}(z_2))^T \quad (4.4-4d)$$

ここに、 $u_{0\ free}(z_2=z_0)$ は、Fig.4.4-1 に示すような断層を含む半無限地盤の地表面変位を表わす。また、 K_{Half} は半無限地盤の剛性マトリックスを、 K_{ij}^{m+1} は水平成層地盤の第 $m+1$ 層の剛性マトリックスを表わす。ここで以下のように剛性マトリックスの解析解が与えられその逆マトリックスも解析的に求められるため、式(4.4-4a)の剛性方程式の解 (u_0) は、解析的表現として与えられる。

これらの剛性マトリックスの解析解を SH 波と $P-SV$ 波について示すと以下のようなになる。なお簡略化のため、第 $m+1$ 層の層厚を h 、せん断剛性を μ 、鉛直方向の波数を ν 、 γ 、 P 波と S 波速度を C_S 、 C_P のように表現する。このため、これらの係数は各層毎に異なる値となるということに注意しておかなければならない。

SH 波による層剛性マトリックスは：

$$K_{SH} = \frac{\mu\gamma}{\sin \gamma h} \begin{pmatrix} \cos \gamma h & -1 \\ -1 & \cos \gamma h \end{pmatrix}$$

(4.4-5)

SH 波による半無限地盤の剛性マトリックス：

$$K_{SH}^{Half} A_0 = -i\mu\gamma \quad (4.4-6)$$

また、 P - SV 波における剛性マトリックスは、対称とするために z 軸方向の外力と変位に虚数単位(i)を乗じ、次のように定義することにする。

$$\begin{pmatrix} P_1(z_m) \\ iR_1(z_m) \\ P_2(z_{m+1}) \\ iR_2(z_{m+1}) \end{pmatrix} = \frac{1 + \frac{\gamma^2}{\kappa^2}}{\Delta_h} \mu\kappa \begin{pmatrix} K_{11} & K_{12} & K_{13} & K_{14} \\ K_{21} & K_{22} & K_{23} & K_{24} \\ K_{31} & K_{32} & K_{33} & K_{34} \\ K_{41} & K_{42} & K_{43} & K_{44} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_1(z_m) \\ iw_1(z_m) \\ u_2(z_{m+1}) \\ iw_2(z_{m+1}) \end{pmatrix} \quad (4.4-7a)$$

ここに、

$$\Delta_h = 2(1 - \cos \nu h \cos \gamma h) + \left(\frac{\kappa^2}{\nu\gamma} + \frac{\nu\gamma}{\kappa^2} \right) \sin \nu h \cos \gamma h \quad (4.4-7b)$$

また、各要素 ($K_{ij}=K_{ji}$) は：

$$\begin{aligned}
 K_{11} &= \frac{\nu}{\kappa} \left(\sin \nu h \cos \gamma h + \frac{\kappa^2}{\nu \gamma} \cos \nu h \sin \gamma h \right) \\
 K_{12} &= (1 - 2A_0)(1 - \cos \nu h \cos \gamma h) + \left(B_0 \frac{\kappa^2}{\nu \gamma} - A_0 \frac{\nu \gamma}{\kappa^2} \right) \sin \nu h \sin \gamma h \\
 K_{13} &= -\frac{\nu}{\kappa} \left(\sin \nu h + \frac{\kappa^2}{\nu \gamma} \sin \gamma h \right) \\
 K_{14} &= -(\cos \nu h - \cos \gamma h) \\
 K_{22} &= \frac{\kappa}{\nu} \left(\sin \nu h \cos \gamma h + \frac{\nu \gamma}{\kappa^2} \cos \nu h \sin \gamma h \right) \\
 K_{23} &= -K_{14} \\
 K_{24} &= -\frac{\kappa}{\nu} \left(\sin \nu h + \frac{\nu \gamma}{\kappa^2} \sin \gamma h \right) \\
 K_{33} &= \frac{\nu}{\kappa} \left(\sin \nu h \cos \gamma h + \frac{\kappa^2}{\nu \gamma} \cos \nu h \sin \gamma h \right) \\
 K_{34} &= -K_{12} \\
 K_{44} &= K_{22}
 \end{aligned}$$

(4.4-7c)

ここに、

$$A_0 = 2 \left(C_s \frac{\kappa}{\omega} \right)^2, B_0 = 1 - A_0$$

(4.4-7d)

また、 P - SV 波による半無限地盤の剛性マトリックスは、この場合も対称とするために z 軸方向の外力と変位に虚数単位(i)を乗じて、次のように与えられる。

$$\begin{pmatrix} P_1(z_n = z_0) \\ iR_1(z_n = z_0) \end{pmatrix} = \frac{1 + \frac{\gamma^2}{\kappa^2}}{1 + \frac{\nu\gamma}{\kappa^2}} \mu\kappa \begin{pmatrix} -i\frac{\nu}{\kappa} & B_0 - A_0 \frac{\nu\gamma}{\kappa^2} \\ B_0 - A_0 \frac{\nu\gamma}{\kappa^2} & -i\frac{\gamma}{\kappa} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_1(z_n = z_0) \\ iw_1(z_n = z_0) \end{pmatrix} \quad (4.4-8)$$

また、地盤材料の減衰特性は、 P 波速度と S 波速度を次のように複素数として考慮する。

$$C_P = C_{P0} \left(1 - i \frac{1}{2Q}\right), C_S = C_{S0} \left(1 - i \frac{1}{2Q}\right) \quad (4.4-9)$$

ここに、 C_{P0}, C_{S0} は弾性体の P 波速度と S 波速度を意味する。また、 Q は地盤材料の減衰特性を表わす(Aki *et al.*, 1980)¹⁶⁾。なお、上式の定義は波形の因果性(causality)を満たさないが、本章で検討した $Q > 100$ では上式で問題は生じなかった。因果性を改善するためには、Aki *et al.*(1980)¹⁶⁾の182p、式(5.88)を用いるのがよいと思われる。

式(4.4-4a)の剛性方程式を解いて求められる地表面変位 $u_0(\kappa, z_0) = u_0(z_0)$ を式(4.4-1)に代入すると、直交座標系 (x, y, z) における地表面変位 $u(z_0) = u(\kappa_x, \kappa_y, z_0, \omega)$ が得られる。

4.5 地表面における地震動波形の数値計算と検証

地表($z_0=0$)の任意地点 $x=(x,y)$ における地震動変位の時刻歴 $u(x,y,z_0,t)$ は、次式の3重フーリエ変換によって計算することができる。

$$u(x,y,z_0,t) = \frac{1}{8\pi^3} \iiint u(\kappa_x, \kappa_y, z_0, \omega) e^{i[\kappa_x x + \kappa_y y - \omega t]} d\kappa_x d\kappa_y d\omega \quad (4.5-1)$$

この3重フーリエ変換は、次のように振動数-波数領域を離散化した、離散化フーリエ変換と高速フーリエ変換(FFT)により効率的に実行することができる。

$$\Delta\omega = \frac{\omega_{\max}}{N_\omega}, \Delta\kappa_x = \frac{\kappa_{x\max}}{N_\kappa}, \Delta\kappa_y = \frac{\kappa_{y\max}}{N_\kappa} \quad (4.5-2a)$$

時空間での離散化は次式に従った。

$$\Delta t = \frac{2\pi}{2\omega_{\max}}, \Delta x = \frac{2\pi}{2\kappa_{x\max}}, \Delta y = \frac{2\pi}{2\kappa_{y\max}} \quad (4.5-2b)$$

ここに、 $\omega_{\max}, \kappa_{x\max}, \kappa_{y\max}$ は、 $|\omega| \leq \omega_{\max}, |\kappa_x| \leq \kappa_{x\max}, \kappa_y| \leq \kappa_{y\max}$ の領域外における $u(\kappa_x,$

$\kappa_y, z_0, \omega)$ の値が十分に小さく零と見なされるような遮断振動数と遮断波数を表わす。また N_ω と N_κ は、振動数-波数領域の離散点の数を表わす。

ここでは解析解および計算プログラムの検証のために、無限地盤中の長方形断層が x 軸方向に一様破壊する場合に得られている厳密解 (Madariaga, 1978)²⁰⁾ と、断層面上中央点の変位波形を計算した結果を比較する。この場合、 y 軸方向の変位は零なので、 x 軸と z 軸方向の変位波形を Fig.4.5-1 に示す。よい一致が得られている。なお、Table 4.5-1a,b に震源パラメータ、離散化パラメータを示す。無限地盤の物性値としては、 P 波速度=6.15(km/sec)、 S 波速度=3.55(km/sec)、密度=2.8(t/m^3)を用いた。

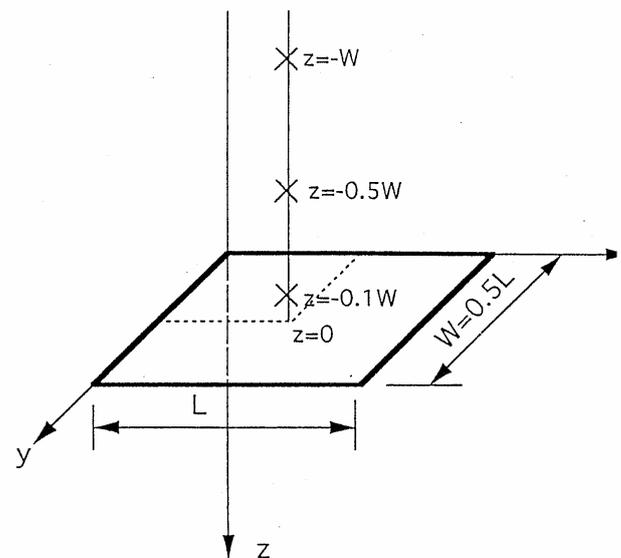


Fig.4.5-1 Source model used for comparison.

Table 4.5-1a Source parameters used for comprison.

Seismic Moment	$M_0=2.0 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ $(2.0 \times 10^{27} \text{ dyne} \cdot \text{cm})$
Rise Time of the Ramp Function	$\tau = 0.2 \text{ sec}$
Length of Fault	$L = 52000 \text{ m}$
Width of Fault	$W = 0.5 L \text{ m}$
Velocity of Rupture	$v_r = 0.9 C_s \text{ m/sec}$
Depth of Upper Edge of Fault	$z_{so} = 6000 \text{ m}$
Strike Angle	$\phi = 0^\circ$
Dip Angle	$\delta = 0^\circ$
Slip Angle	$\lambda = 0^\circ$
Slip Type	Type 1

Table 4.5-1b Discretization parameters used for comprison.

Cutoff frequency $\omega_{max}(\text{rad/sec})$	6.0
Cutoff x-wavenumber $\kappa_{xmax}(\text{rad/m})$	$\pm 4.0 \times 10^{-3}$
Cutoff y-wavenumber $\kappa_{ymax}(\text{rad/m})$	$\pm 4.0 \times 10^{-3}$
N_ω	256
N_κ	256
$\Delta t \text{ (sec)}$	0.524
$\Delta x \text{ (m)}$	785
$\Delta y \text{ (m)}$	785

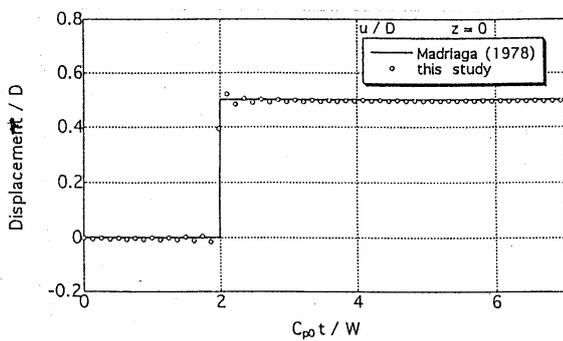


Fig.4.5-2a. Normalized x-axis displacement at center on fault plane compared with Madariaga(1978).

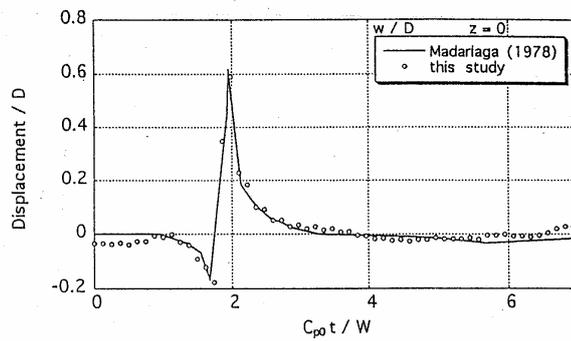


Fig.4.5-2b. Normalized z-axis displacement at center on fault plane compared with Madariaga(1978).

4.6 運動学的断層モデルと確率論的モデルによる 1966 年 Parkfield 地震(M6.0)による断層近傍加速度波形の再現

1966 年 Parkfield 地震(M6.0)の際に、断層破壊終了付近から約 80m 地点の地表面 (Station 2) で、断層とほぼ直交する方向の加速度記録およびそれから求めた速度と変位波形が得られている (Housner *et al.*, 1967) ²¹⁾。

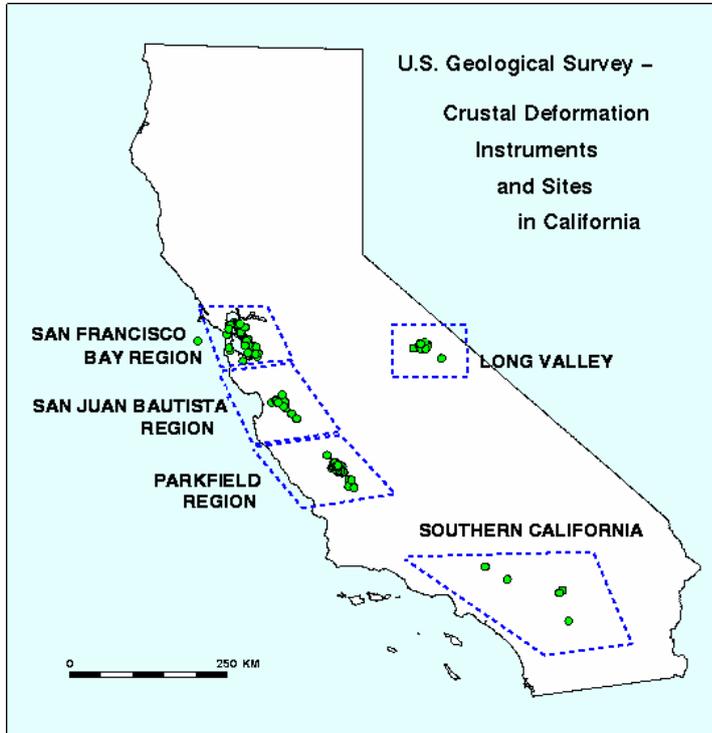


Fig.4.6-1 This map shows an overview of California; Crustal Deformation Measurements in California, USGS.

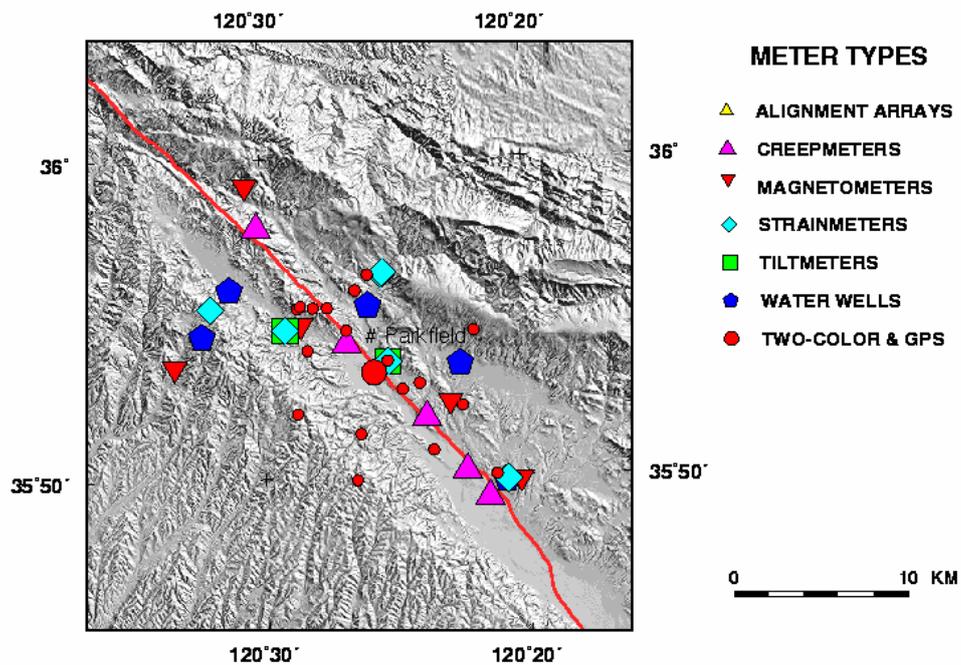


Fig.4.6-2 U.S.Geological Survey –Crustal Deformation Instruments in the Parkfield Region.

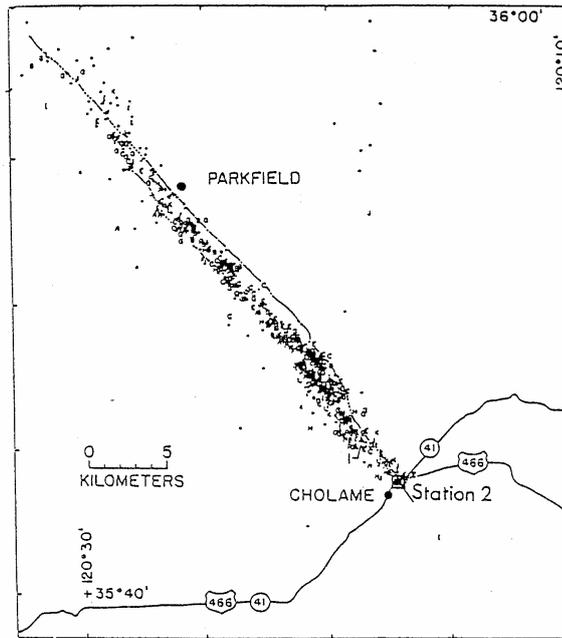


Fig.4.6-3 Map of the surface factories associated with the Parkfield earthquake and aftershock epicentral locations.

Table 4.6-1a Source parameters of Parkfield earthquake

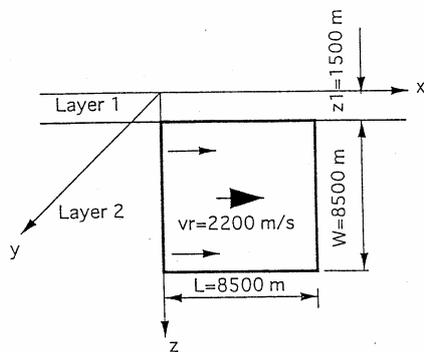


Fig.4.6-4 Source model

Seismic Moment	$M_0=2.230 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$ ($2.230 \times 10^{24} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$)
Rise Time of the Ramp Function	$\tau = 0.3 \text{ sec}$
Length of Fault	$L=8500 \text{ m}$
Width of Fault	$W=8500 \text{ m}$
Velocity of Rupture	$v_r=2200 \text{ m/sec}$
Depth of Upper Edge of Fault	$z_{s0}= 0 \text{ m}$
Strike Angle	$\phi = 0^\circ$
Dip Angle	$\delta = 90^\circ$
Slip Angle	$\lambda = 0^\circ$
Slip Type	Type 1

Table 4.6-1b Discretization parameters of Parkfield earthquake

Cutoff frequency $\omega_{max}(\text{rad/sec})$	12.0
Cutoff x -wavenumber $\kappa_{xmax}(\text{rad/m})$	$\pm 4.0 \times 10^{-3}$
Cutoff y -wavenumber $\kappa_{ymax}(\text{rad/m})$	$\pm 4.0 \times 10^{-3}$
N_ω	256
N_κ	256
$\Delta t \text{ (sec)}$	0.262
$\Delta x \text{ (m)}$	785
$\Delta y \text{ (m)}$	785

Fig.4.6-5 はそれらの波形を示す。この地震に関しては、すでに断層モデルによる多くの研究論文がある(岩田,1991)²²⁾。そこで先ず、Bouchon(1979)⁴⁾の断層パラメータと地盤構造を使って、同じ結果が得られることを確認した。

Bouchon(1979)⁴⁾の論文では、速度波形や加速度波形の計算結果は示されていないが、変位波形に関して、よく一致した結果が示されている。しかし、速度波形や加速度波形を算定すると、これらは観測波形とかなり異なることがわかった。このため本章では、断層パラメータと地盤構造パラメータの中で、断層破壊伝播速度 V_r と表層地盤の厚さ H を変えて計算し、 $V_r = 2.75(\text{km/sec})$, $H = 1(\text{km})$ を採用した。その他の断層パラメータは、Bouchon(1979)⁴⁾に基づき設定し、Table.4.6-1a に用いた断層パラメータを示す。なお断層すべり変位 $D = 50(\text{cm})$ を用いている。

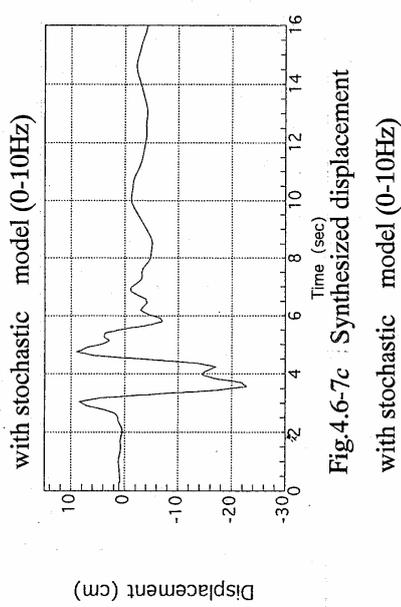
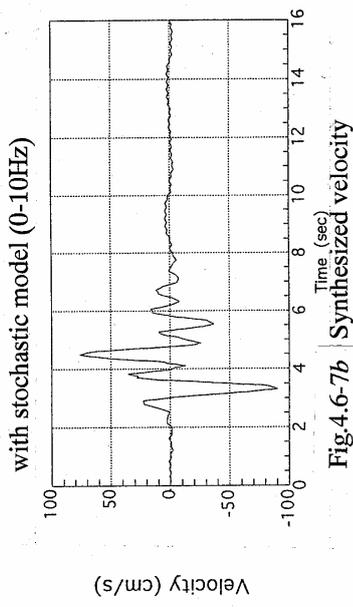
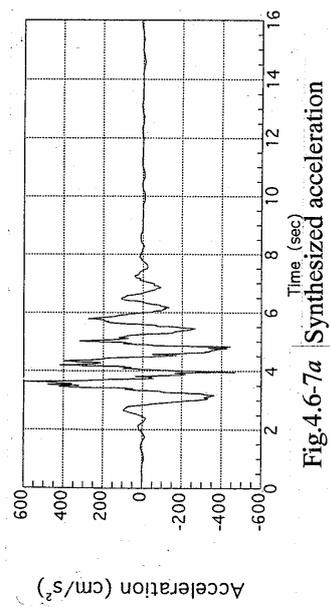
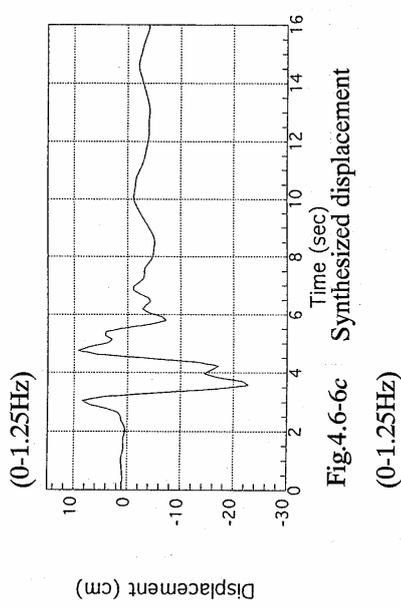
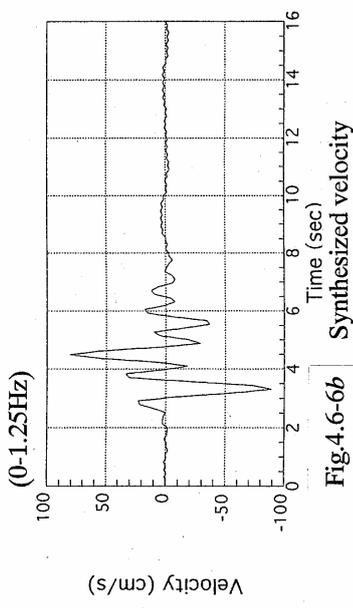
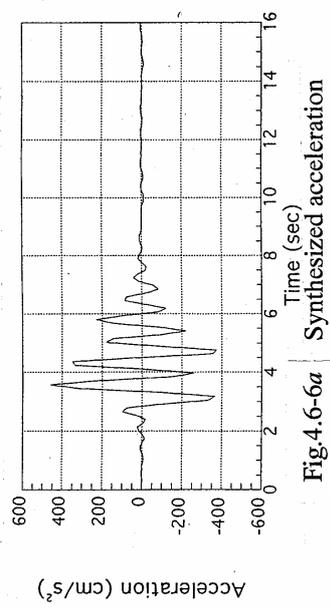
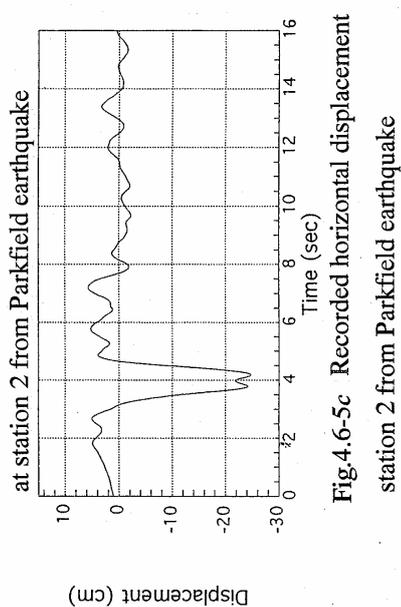
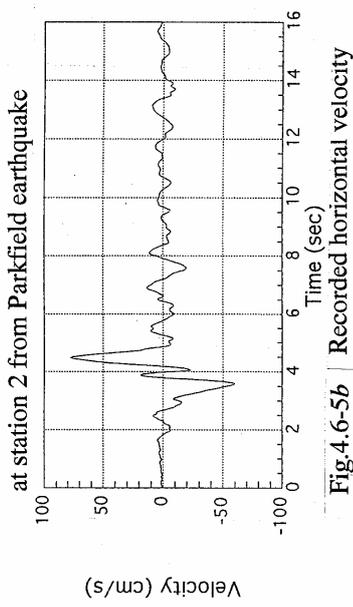
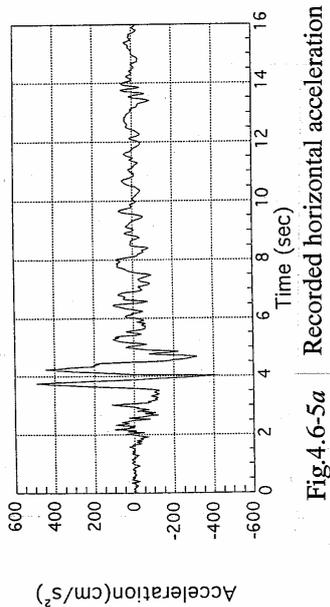
また、地盤構造に関しても、表層地盤の厚さの違いのみである。すなわち、断層を含む半無限地盤上に1層の表層地盤を考慮した地盤モデルで、表層の地盤厚 $= 1(\text{km})$ 、表層の P 波速度 $= 2.8(\text{km/sec})$ 、 S 波速度 $= 1.6(\text{km/sec})$ 、密度 $= 2.3(\text{t/m}^3)$ 、 Q 値 $= 150$ 、半無限地盤の P 波速度 $= 6.0(\text{km/sec})$ 、 S 波速度 $= 3.5(\text{km/sec})$ 、密度 $= 2.8(\text{t/m}^3)$ 、 Q 値 $= 400$ を仮定した。Table.4.6-1b は、離散化パラメータを示す。

Fig.4.6-6 には、以上のパラメータを採用した運動学的断層モデルによって計算された振動数 1.25Hz 以下の加速度、速度、変位波形が示されている。

Fig.4.6-5 の観測波形と比べると、両者はかなり一致しているように見える。しかし、加速度波形の比較からよくわかるように、計算波形には、短周期成分が少ない。これは、4.1 まえがき で述べたように断層破壊の物理要因および地盤構造が不確定なので、本章の運動学的断層モデルでは、振動数 1.25Hz 以下を計算対象としたためである。そこで、短周期の地震波に関しては、運動学的断層モデルによる決定論的方法によらず、確率論的モデルによる波形合成法を採用することとする。

そこで、周期 0.1 秒から 1.25 秒までの短周期地震動を第3章で示した半経験的な確率論的モデルから作成し、これを Fig.4.6-6 の波形と足し合わせた。この合成波形を Fig.4.6-7 に示す。Fig.4.6-5 から Fig.4.6-7 を比較すると、確率論的モデルによって短周期地震波を考慮することで、加速度や速度波形は観測記録をよく再現しているように見える。

ここでは、均質断層モデルにおける Bouchon(1979)⁴⁾の断層パラメータのうち、断層破壊速度と表層地盤厚を多少変更することで、観測記録の速度、加速度波形がよりよく再現されること、並びに、震源のスペクトル特性をモデル化した確率論的モデルによる高振動数波形を加えることにより速度波形の再現性がさらによくなったことを示した。しかし断層すべりの不均質性を考慮したアスペリティーモデルによる速度、加速度波形などの高振動数地震波を再現する研究が、最近では多くなってきているため、このような不均質断層モデルによる検討も今後必要となる。なおアスペリティーを考慮した不均質断層モデルの場合については、断層を分割し、本解析解の重ね合わせによって数値的に対処することができる。



4.7 断層近傍の強震動特性並びに地盤増幅特性

4.7.1 断層近傍の強震動特性

断層近傍での強震動特性の把握を目的として、4.6 の断層モデル(Table 4.6-1a,b) を用いて Fig.4.7-1 に示す 24 箇所(A1-C8)の地表面観測点における速度波形を計算した。Fig.4.7-2 に全観測点における 3 成分速度波形を示す。この速度波形はすべて断層変位量 D で基準化されている。Fig.4.7-2 の速度波形から、破壊開始点付近の観測点 (Fig.4.7-1 の A 列) では何れの成分においても大きな振幅は見られないが、破壊進行方向の観測点 (Fig.4.7-1 の B,C 列) では振幅が大きくなるのが読み取れる。また、破壊進行方向の観測点での振幅は、断層直交方向 $\dot{v}(t)/D$ が最も大きく、断層方向 $\dot{u}(t)/D$ 、鉛直方向 $\dot{w}(t)/D$ はほぼ等しい。

Fig.4.7-3 は観測点 C2,C4,C6 の断層直交方向の速度波形を示す。断層から約 2.5km までの観測点 C2 の波形と比べると、それよりも遠くの観測点 C6 の波形振幅は急激に小さくなっており、また波形の形状も明らかに異なる。

観測点 C4 の波形が観測点 C2,C6 の波形特性の中間的な波形特性のようである。この傾向は、その他の観測点、その他の速度成分においても観測される。このような距離減衰の傾向を眺めるために、Fig.4.7-3 に示した速度波形 $\dot{v}(t)/D$ の最大振幅が断層からの最短距離によってどのように減衰するかをプロットした。Fig.4.7-4 には、その他の成分 $\dot{u}(t)/D, \dot{w}(t)/D$ の距離減衰もプロットしている。Fig.4.7-4 より、断層最短距離が約 2.5km を境に最大速度の距離減衰特性が変わっているように思われる。

4.7.2 断層近傍の地盤増幅特性

次に断層近傍の地盤増幅特性を把握することを目的に、上記断層モデルを用いて表層地盤(厚さ 1.5km)が存在する場合と、存在しない場合(半無限地盤地表面)の 2 つの地盤構造を想定し、各場合毎に Fig.4.7-1 に示す地表面観測点の速度波形を計算した。各観測点毎に表層地盤と半無限地盤における地表面最大速度の比をとり、これを地盤増幅率とした。Fig.4.7-5 はこの地盤増幅率と断層からの最短距離の関係を各成分毎にプロットしたものである。最短距離約 2.5km までの増幅率は 0.3-5.6 の間にあり各成分毎に大きくばらついている。

しかし、最短距離が約 2.5km よりも遠くの観測点では、各成分毎にほぼ一定の値に収束していく傾向を読み取ることができる。したがって最短距離約 2.5km よりも断層に近い領域では、地盤増幅率が地盤特性のみならず断層破壊伝播特性に強く影響されているものと解釈できる。すなわち断層からの最短距離約 2.5km 以内の領域では、地盤特性のみによって地盤増幅特性を定義することができないことを意味している。

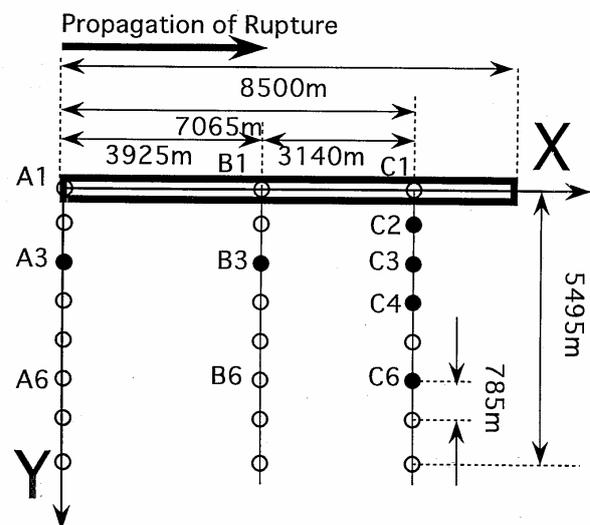


Fig.4.7-1 Plane view of source-receivers location.

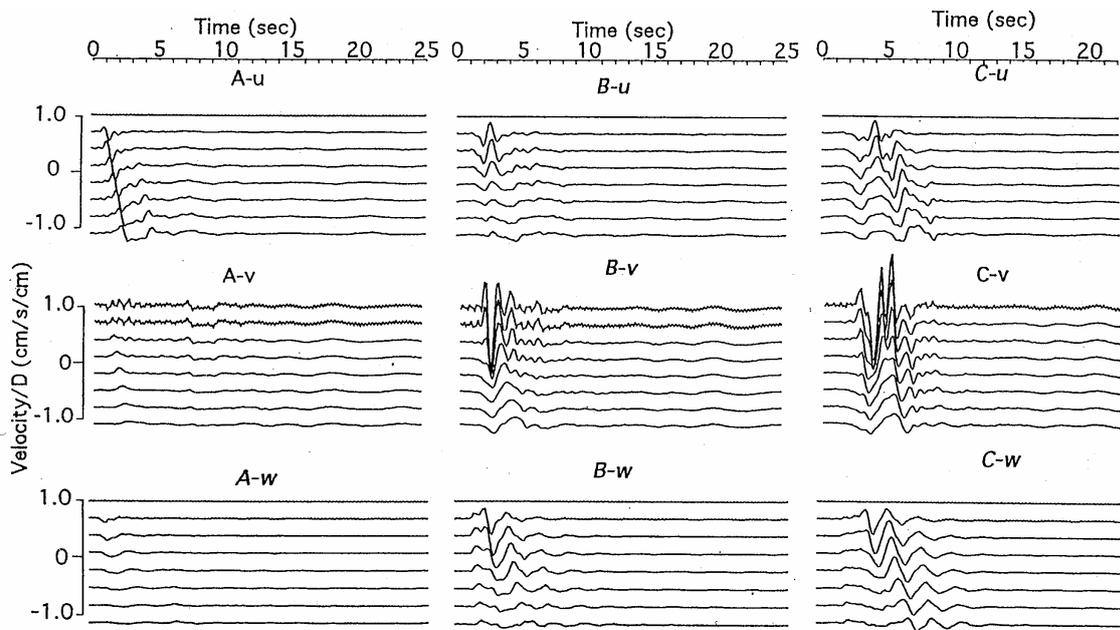


Fig.4.7-2 Normalized velocities in near field ground surface

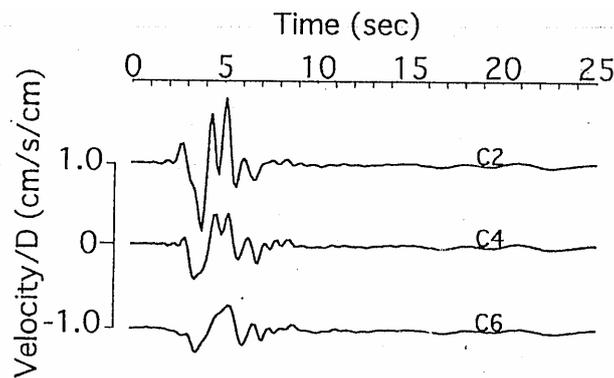


Fig.4.7-3 Normalized velocities at end portions of propagating rupture in direction normal to fault strike

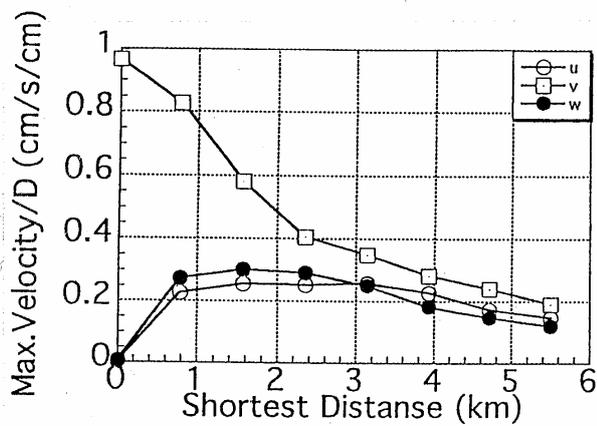


Fig.4.7-4 Attenuation curves of maximum velocity from synthesized

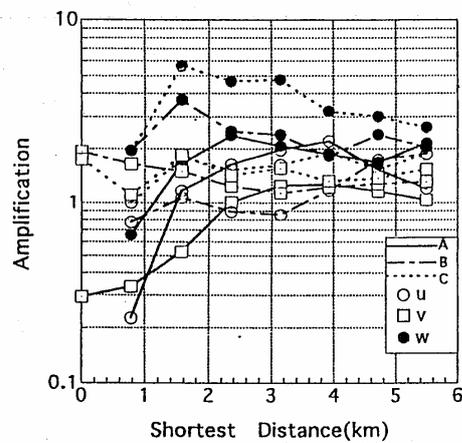


Fig.4.7-5 Spatial variation of amplification factors in near field from synthesized ground motions

4.8 まとめ

本章では、断層モデルによる地震波動場の数値計算を効率的に行うために、Kausel *et al.* (1981)⁹⁾によって提案された剛性マトリックス法による水平成層地盤の地震波応答計算法を採用し、この計算に必要な解析解を示した。本章で整理した解析解は、3次元直交座標系の無限地盤におけるグリーン関数の3次元直交座標系での解析解と、運動学的断層モデルによる半無限地盤地表面における地震動変位に関する解析解、および水平成層地盤の剛性マトリックスに対する解析解である。

解析解の工学的応用例として、周期約1秒までの長周期地震波を運動学的断層モデルから作成し、短周期地震波は断層特性を考慮した確率論的方法から作成することとし、これによって長周期から短周期領域をカバーした強震動加速度波形を作成した。本方法の特長を例示するために、1966年パークフィールド地震(M6.0)による断層近傍での加速度記録を再現し、よい結果が得られた。

なお、本章では、断層は半無限地盤に存在する場合の解析解を示した。また、断層面のすべりが一様であると仮定した均質断層モデルにおける解析解とその応用例を示した。一様でないすべりの場合、すなわちアスペリティを考慮した不均質断層モデルの場合については、断層を分割し、本解析解の重ね合わせによって数値的に対処することができる。また本章では、地盤構造として水平成層地盤を仮定した。地盤構造の不整形性と震源特性を考慮する問題に対しては、本章で示した、断層モデルから放射される地震波の解析解に、境界要素法などの不整形地盤内波動の数値計算法を組み合わせて対応することができる。なお、本論文では取り扱わなかった、断層が層内に存在する場合の解析解や不均質断層モデルならびに不整形地盤モデルとその応用に関しては、今後整理する予定である。

また、内陸地震の典型的横ずれ断層を想定した運動学的断層モデルから求められる合成波形により断層近傍の地震動特性と表層地盤の増幅特性を検討し、断層近傍という言葉に対する定量的距離について考察した。その結果、断層から最短距離約2.5kmの領域内において大速度を持つ長周期パルスの揺れが出現する可能性が高いこと並びに、断層近傍での表層地盤の増幅特性は断層破壊伝播特性の作用によりかなり複雑であることがわかった。ただし、これらの結果は、横ずれ断層を想定した特定の大きさの断層モデルから得られたものであり、一般化されるまでには至っていない。しかし、本章で示したような波形のシミュレーション (Bouchon(1980)⁴⁾がすでにこのような解析を示している) の蓄積から、断層近傍の地震動特性に関する工学的理解や知識がもっと深まるものと思われる。

[参考文献]

- 1) Harada, T., A stochastic SH wave model of earthquake ground motion, *Journal of Struct. Mech. Earthquake Eng. of Japan Society of Civil Engineers*, No.495/I-28, pp.43-50,1994.
- 2) 瀧野一, 竹中博士: 近地地震波の伝播に関する理論, 地震 第2輯, 第42巻, pp.391-403,1989.
- 3) Bouchon, M., Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-dimensional space, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, No.B7, pp.3609-3614,1979a.
- 4) Bouchon, M., 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, 1979b.
- 5) Chouet, B., Representation of an extended seismic source in a propagator-based formalism, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 77, No.1, pp.14-27, 1987.
 - 6) Haskell, N.A., The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.43, pp.17-34, 1953.
 - 7) Dunkin, J.W., Computation of modal solutions in layered, elastic media at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 55, No.2, pp.335-358, 1965.
 - 8) Kennett, B.L.N. and Kerry, N.J., Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J.R. astr. Society*, Vol.57, pp.557-583, 1979.
 - 9) Luco, J.E. and Apsel, R.J., On the Green's functions for layered half space, Part 1, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.909-929, 1983.
 - 10) Hisada, Y., An efficient method for computing Green's functions for a layered half space with sources and receivers at close depths, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.84, pp.1456-1472, 1994.
 - 11) Kausel, E. and Roesset, J.M., Stiffness matrices for layered soils, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 71, No.6, pp.1743-1761, 1981.
 - 12) Wolf, J.P. and Oberhuber, P., Free field response from inclined SH waves and Love waves, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol.10, pp823-845, 1982a.
 - 13) Wolf, J.P. and Oberhuber, P., Free field response from inclined SV and P waves and Rayleigh waves, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol.10, pp847-869, 1982b.
 - 14) Joyner, W.B. and Boore, D.M., Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion, *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II-Recent Advances in Ground Motion Evaluation*, Geotechnical Special Publication No. 20, ASCE, pp.43-102, 1988.
 - 15) Lamb, H., On the propagation tremors at the surface of an elastic solid, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. A203, pp.1-42, 1904.
 - 16) Aki, K. and Richards, P.G., *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, W.H.Freeman and Company, pp.1-932, 1980.
 - 17) Cruse, T.A. and Rizzo, F.J., A direct formulation and numerical solution of the general transient elastodynamic problem, *Journal of Math. Anal. Appl.* Vol. 22, pp.244-259, 1968.
 - 18) Stokes, G.G., On the dynamical theory of diffraction, *Transactions of the Cambridge Philosophical Society*, Vol. 9, pp.1-48, 1849.
 - 19) Love, A.E.H., *The Mathematical Theory of Elasticity*, Dover Publications, 1944.
 - 20) Madariaga, R., The dynamic field of Haskell's rectangular dislocation fault model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 68, pp.869-887, 1978.
 - 21) Housner, G.W. and Trifunac, M.D., Analysis of accelerograms-Parkfield earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 57, No.6, pp.1193-1220, 1967.
 - 22) 岩田知孝：断層近傍の強震動とそれを用いた震源過程の推定，地震 第2輯，第44巻，pp.315-327, 1991.

Chapter 5

日向灘地震における津波波高の算定への応用

5.1 まえがき

4章で述べた運動学的断層モデルから放射される地震波の解析解および剛性マトリックス法による水平成層地盤の地震波応答解析解を日向灘地震に適用し、断層域海底面の動的変動量を算定し、津波波高の再現を試みる。具体的には、3次元直交座標系における波動場の解析によって得られる地震波による海底地盤変動の時間的変化量を用いる場合と、その静的変動量を用いる場合の2ケースについて波高計算を行って、津波性状の違いを捉えることを目的とする。なお、この解析の動機は、「“地震屋”の考える断層規模と“津波屋”の考える断層の規模は異なり、後者の方が断層規模を大きく考える」との津波解析における発言が1994年の海岸工学論文発表会で議論されたことであった。

解析のモデルは日向灘地震(M7.6,1662.9.20)を想定してモデル化するものとする。この地震では、2章の宮崎地域における地震活動で述べたように、宮崎市南部の加江田川や大淀川沿いの集落を波高5m程度の津波が襲い、20名以上の死者を出したといわれている。大淀川河口に存在した外所(とんどころ)が埋没したため、この地震は“とんどころ地震”とも呼ばれている。この地震は、県下に最大の被害と津波被害を与えた地震と推定され、記録によると、「延岡、高鍋、佐土原、おびの諸城の石垣などが崩れ落ち、潰家3800、死者200におよぶ」とある。「大淀川河口の下別府、福島村および加江田川河口の外村の地盤が沈下し、7箇村の水田が浸水して、8000余石の米が水没した」、「青島で3~4尺(0.9~1.2m)沈下」¹⁾との記録もある。この、とんどころ地震に関する断層パラメータの詳細検討はないが、5.2のように設定した。当該地震のように断層パラメータが定義されていない断層での設定手法として参考になると思われる。なお、津波性状の解析には、Kashiyama *et al.* ^{3),4),5)}の Galerkin 法による浅水長波流れの解析を適用した。

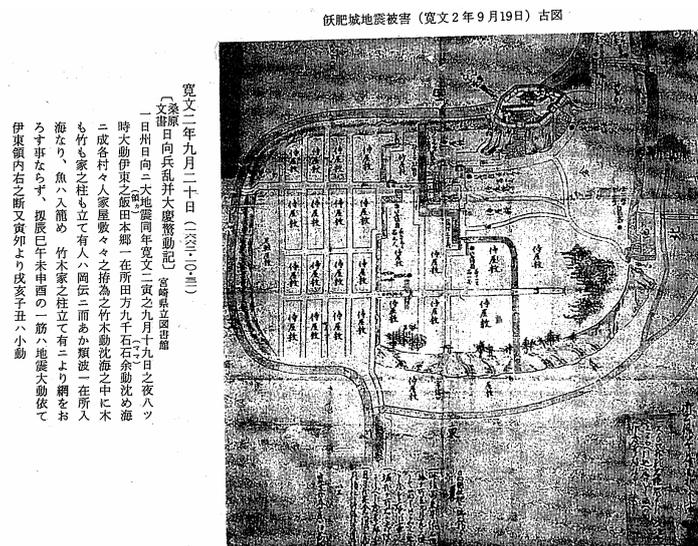


Fig.5.1-1 Old map showing the damage of the Obi castle(9.19.1662)²⁾

5.2 日向灘地震の断層パラメータの設定

(1) 静的断層パラメータ

断層モデルを規定する静的断層パラメータ ($L, W, D, d, \theta, NW, \delta$) を以下のように決めるものとする。

①断層の位置は、新編・日本被害地震総覧¹⁾から、1662年(寛文2年)の日向・大隅の被害地震として、北緯 $N_0=31.7^\circ$ 、東経 $E_0=132.0^\circ$ 、地震の規模は $M7.6$ とする。

②断層面の向き θ は、宮崎県地震被害想定⁶⁾より日向灘南部断層の向きが $N15E$ であるから、走行方向(断層面を置いた場合の右手方向)を北より東回りに測った角度 θ は、 15° となる。

③断層の傾き角 δ は、海底地形地質調査報告⁷⁾を参考に、正断層として $\delta = 20^\circ$ とする。

④断層の平均ずれ量 D は、佐藤(1989)⁸⁾より、海溝沿いの地震として、 $M7.6$ では、

$$\begin{aligned} \log \Delta D &= 0.5M_{JMA} - 1.40 \\ &= 0.5 \times 7.6 - 1.40 = 256(\text{cm}) \end{aligned}$$

から、 $D = 3(\text{cm})$ とする。

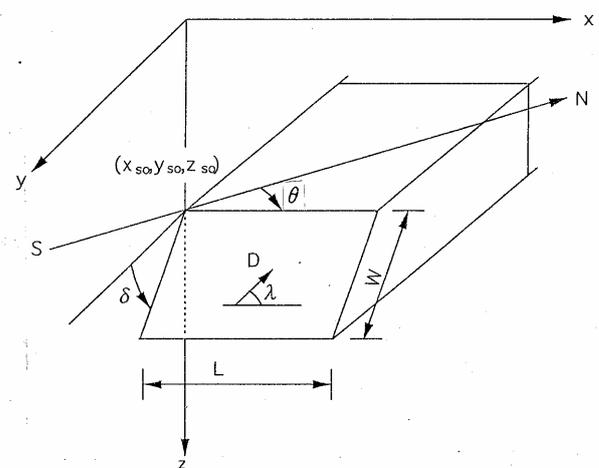


Fig.5.2-1 Definition of dislocation parameters⁸⁾

(2) 断層の破壊速度 V_r 、せん断波速度 V_s

断層位置でのせん断波速度 V_s は、被害想定⁶⁾から、 $3.0(\text{km/sec})$ とし、断層の破壊の伝播速度： V_r は、佐藤⁸⁾から $0.72V_s$ を用いる。

$$V_s = 3.0(\text{km/sec}) \quad , \quad V_r = 2.2(\text{km/sec})$$

(3) 地震モーメント M_0

地震モーメント $M_0(t)$ は、断層全体を点震源とみた際の強さを表わすことから、変位 $D(\mathbf{x}, t)$ による Σ_t 上の全モーメントは、

$$M(t) = \int_{\Sigma_t} \mu D(\mathbf{x}, t) ds \quad (5.2-1)$$

で定義することができ、この $M_0(t)$ の $t \rightarrow \infty$ における極限

$$M_0 = \int_{\Sigma_0} \mu D_0(\mathbf{x}) ds \quad (5.2-2)$$

が地震モーメント (seismic moment) である。

断層面上のすべりの平均値 D および断層面の面積 A がわかっているとすると、地震モーメン

ト M_0 は式(5.2-2) より、

$$M_0 = \mu D \cdot A \tag{5.2-3}$$

となる^{9),10)}。

μ を浅い地震の場合、 $\mu = 3.3 \times 10^{11} (\text{dyne}/\text{cm}^2)$ 程度としてよい¹¹⁾ことから、 M_0 は以下の値になる。

$$\mu = 5 \times 10^{11} (\text{dyne}/\text{cm}^2)$$

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot A = (5 \times 10^{11})(251)(3 \times 10^{13})$$

$$M_0 = 5.88 \times 10^{27} (\text{dyne} \cdot \text{cm})$$

となる。

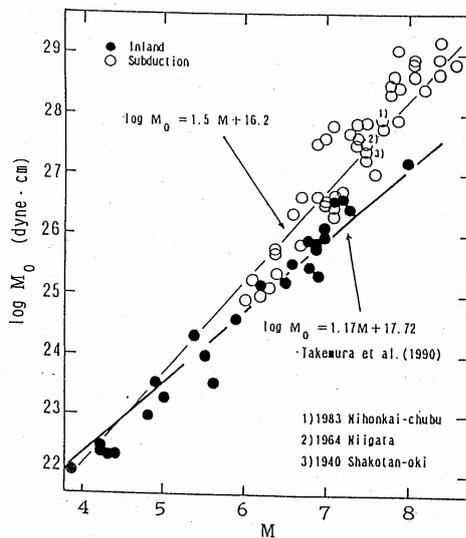
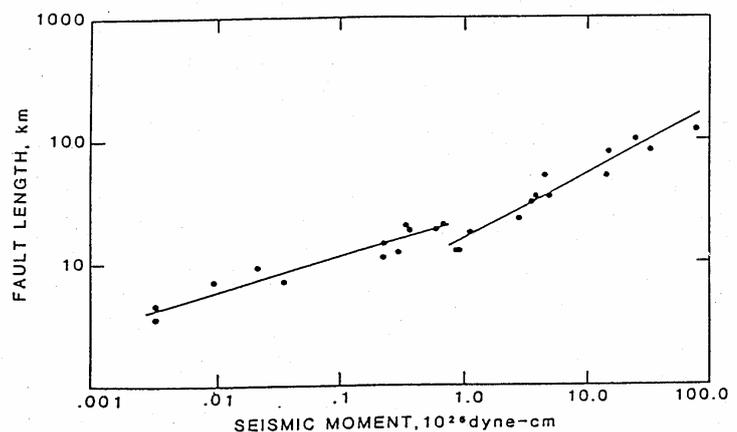


Fig.5.2-2 Relationship between empirical formula and observation from M_0 and M_{JMA} Takemura *et al.*(1990)¹⁰⁾

Fig.5.2-3 Relationship between fault length and seismic moment M_0 with intraplate earthquake in Japan.

There is an uncontinuation point from to 10^{26} dyne-cm and divided to a small earthquake and a large earthquake.

Shimazaki *et al.*(1986)¹¹⁾



(4) 震源の立ち上がり時間 τ

震源の立ち上がり時間 τ は、断層のずれ (食い違い) の立ち上がり経過時間を表わすもので、断層の断層のずれ量 D との関係は下図に示すものとなる。

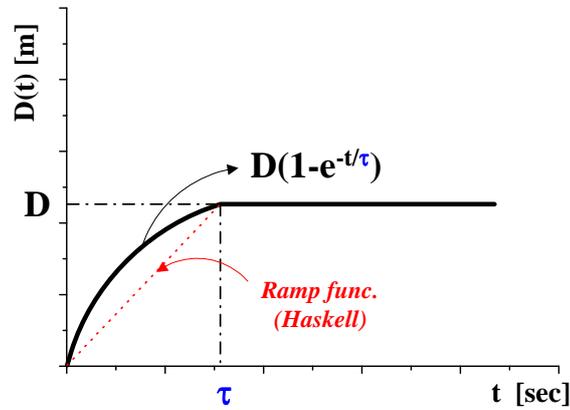


Fig.5.2-4 Slip function

山崎¹²⁾より震源立ち上がり時間と気象庁マグニチュード M_{JMA} の関係(Fig.4.2-6)は、 $M_{JMA}=7.6$ とすると、

$$\tau = \frac{10^{0.5M-1.4}}{80} \tag{5.2-4}$$

$$= \frac{10^{0.5 \times 7.6 - 1.4}}{80}$$

$$= 3 \text{ (sec)}$$

と見積られる。

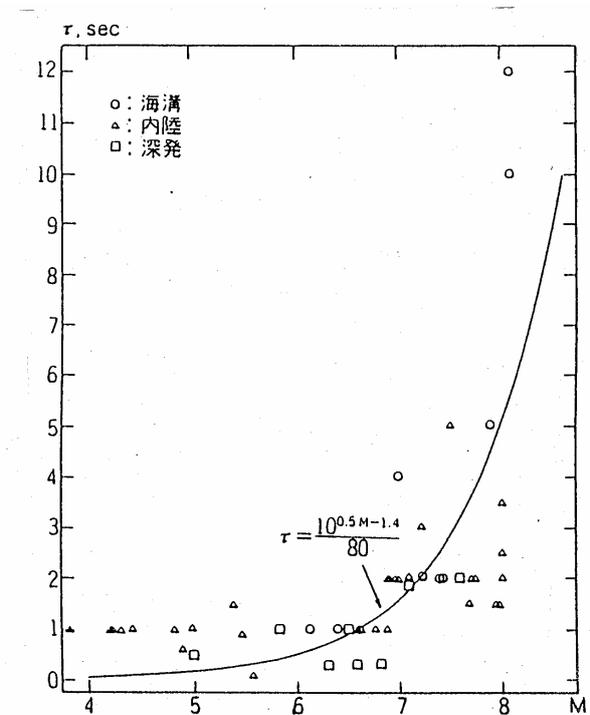


Fig.5.2-5 Relationship between rise time and observation from M_{JMA} . Sato *et al.*(1989)

以上により、日向灘地震の断層パラメータを Fig 5.2-6, Table 5.2-1a,b に示すように設定した。

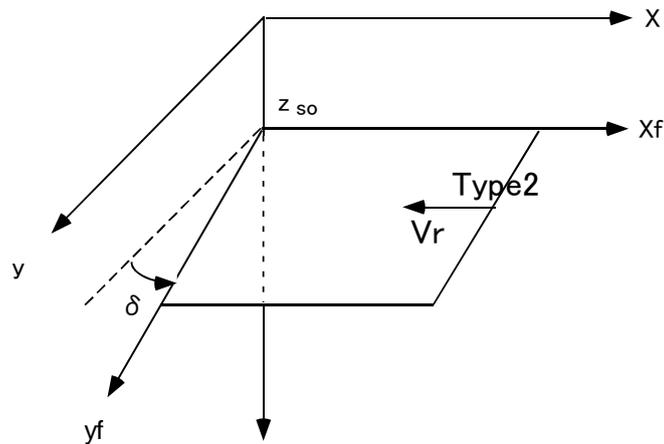


Fig.5.2-6 Fault model of Hiuganada earthquake.

Table 5.2- 1 a Source parameters of Hiuganada earthquake.

Seismic Moment	$M_0=5.88 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ ($5.88 \times 10^{27} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$)
Rise Time of the Ramp Function	$\tau = 3 \text{ sec}$
Length of Fault	$L=80,000 \text{ m}$
Width of Fault	$W=40,000 \text{ m}$
Velocity of Rupture	$v_r=2200 \text{ m/sec}$
Depth of Upper Edge of Fault	$z_{so}= 900\text{m}$
Strike Angle	$\phi = 0^\circ$
Dip Angle	$\delta = 20^\circ$
Slip Angle	$\lambda = 90^\circ$
Slip Type	Type 2

Table 5.2-1b Discretization parameters of Hiuganada earthquake.

Cutoff frequency $\omega_{max}(\text{rad/sec})$	12.0
Cutoff x -wavenumber $\kappa_{xmax}(\text{rad/m})$	$\pm 4.0 \times 10^{-3}$
Cutoff y -wavenumber $\kappa_{ymax}(\text{rad/m})$	$\pm 4.0 \times 10^{-3}$
N_ω	256
N_κ	256
$\Delta t (\text{sec})$	0.262
$\Delta x (\text{m})$	785
$\Delta y (\text{m})$	785

5.3 日向灘地震解析モデル

(1) 海底地盤変動領域

日向灘沖における海底断層の変動から生じる海底地盤変動領域を、以下のように設定した。断層の破壊開始点は No.22 の地点から X 軸方向に伝播(TYPE2)するモデルとした。

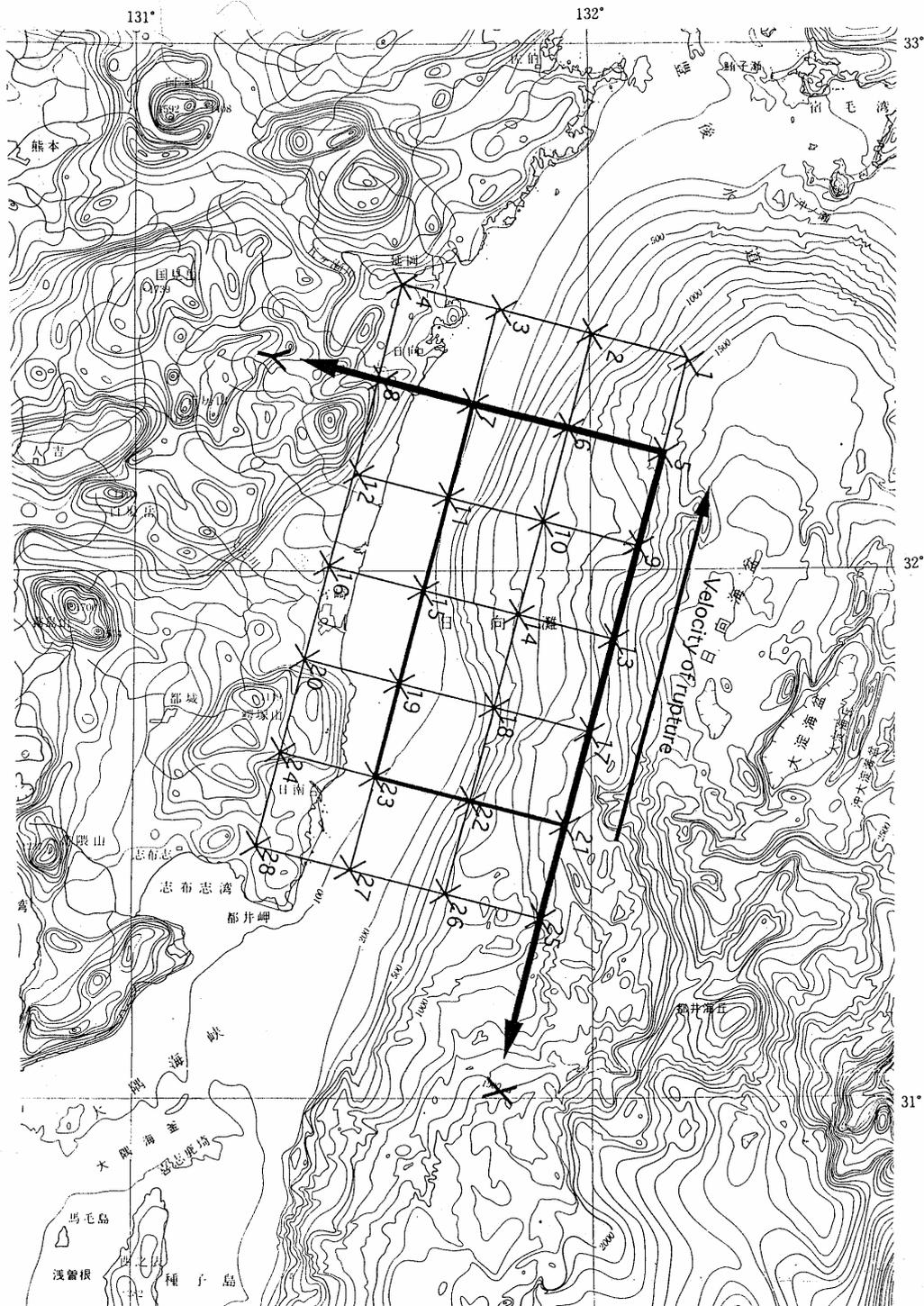


Fig.5.3-1 Map of eustatic movement area with Hiuganada oceanic plate.
Summit Level and Submarine Topography in and around Kyushu
The Research Group for Active Tectonic in Kyushu

(2) 表層地盤モデル

断層を含む半無限地盤上の水平成層モデルを Fig.5.3-2 に示す。

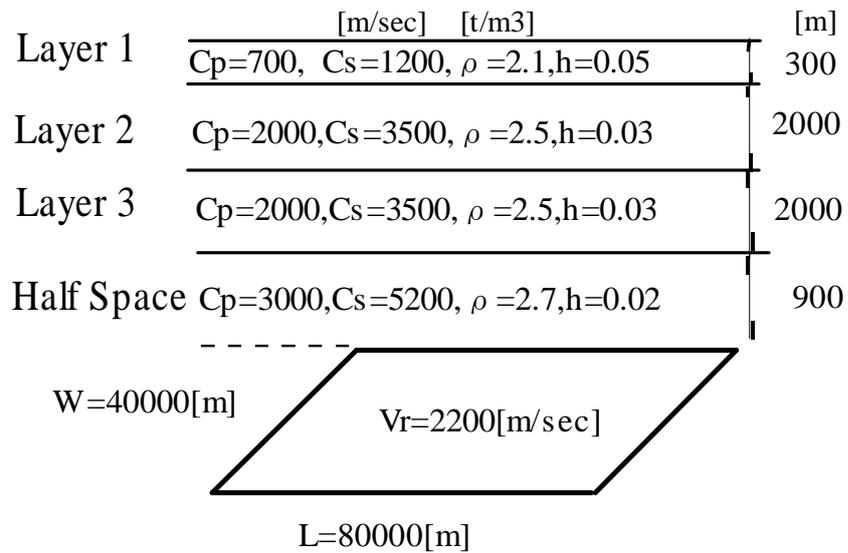


Fig.5.3-2 Cross-section of multiple layered half space.

5.4 日向灘地震解析結果

Fig.5.4-1 に全計算ポイントの 3 成分変位波形を示す。この変位波形は断層変位量で基準化されている。解析によって得られた波形は、TYPE2 のモデルどおり断層の破壊開始点 No.22 の地点から X 軸の負の方向に伝播している。深海部と浅海部では、深海部の波動の振幅が大きく、浅海部ではほとんど波動は発生していない。これは、断層が 20° の傾斜をもって浅海部側に深く潜り込んでくることからくるものと思われる。

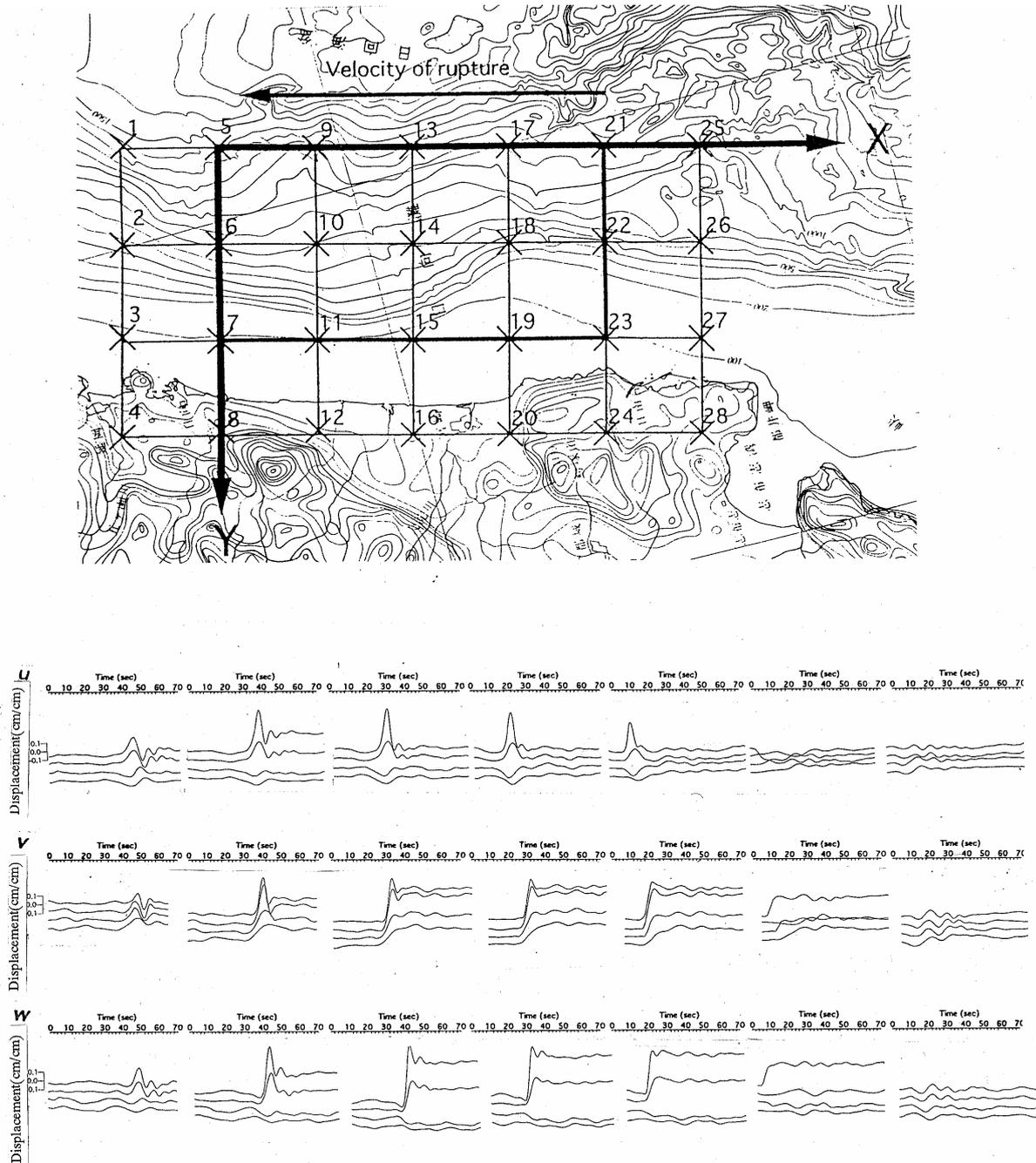


Fig.5.4-1 Normalized velocities in near field ground surface.

5.5 海底地盤変動を考慮した浅水長波流れの津波解析への適用

5.5.1 目的

上記地震波応答解析解を震源域海底地盤の動的変動量として、津波の再現を試みる。解析例には、海底地盤変動を考慮するにあたり、まず、水槽内造波問題を取り上げ波の挙動を確認した後、大規模計算例として日向灘津波解析を行う。

5.5.2 解析手法

基礎方程式として次に示す海底地盤変動を考慮した非線形、非定常の浅水長波方程式を用いる。

流体は、非圧縮性粘性流体であると仮定すると、流体の運動はナビエ・ストークス (Navier-Stokes) の運動方程式とオイラー (Euler) の連続方程式とにより記述される。すなわち、

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (u_i u_j) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - f_i = 0 \quad (5.5-1)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (5.5-2)$$

ここに、 u_i は波による水粒子の x_i ($i=1,2,3$) 方向の流速、 p は圧力、 ρ は密度、 f_i は物体力であり、 $f_i=(0,0,-g)$ で与えられる。なお、 g は重力加速度、 τ_{ij} は粘性による応力テンソルを表わす。いま、鉛直方向(x_3 方向)の運動は微小であると仮定すると、鉛直方向の運動方程式は次のようになる。

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_3} + g = 0 \quad (5.5-3)$$

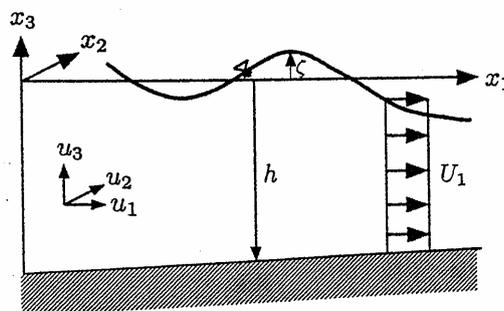


Fig.5.5-1 Shallow water long wave flow and coordinates. ¹³⁾

浅水長波流れの支配方程式は、式(5.5-1)～(5.5-3)を水深方向に積分し、水面と水底での境界条件および水平方向の平均流速を導入することにより導かれる。以下では、Fig5.5-1 を参照して浅水長波流れの支配方程式の導出を行う。

最初に、平均流に対する連続方程式を導く。式(5.5-2)を鉛直方向(x_3 方向)に水底($x_3 = -\bar{h} = h-b$)から水面($x_3 = \zeta$)まで積分すると、次式を得る。

$$\int_{-\bar{h}}^{\zeta} \frac{\partial u_i}{\partial x_i} dx_3 = 0 \quad (5.5-4)$$

$$\int_{-\bar{h}}^{\zeta} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} dx_3 + \int_{-\bar{h}}^{\zeta} \frac{\partial u_2}{\partial x_2} dx_3 + \int_{-\bar{h}}^{\zeta} \frac{\partial u_3}{\partial x_3} dx_3 = \int_{-\bar{h}}^{\zeta} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} dx_3 + \int_{-\bar{h}}^{\zeta} \frac{\partial u_2}{\partial x_2} dx_3 + u_3 \Big|_{\zeta} - u_3 \Big|_{-\bar{h}} = 0 \quad (5.5-5)$$

ここに、すなわち、 \bar{h} は実水深であり、 $\bar{h} = h-b$ (b : 海底変動量) である。

そして、上式の各項に対して、次のライプニッツ(Leibniz)の定理を適用する。

$$\int_{-\bar{h}}^{\zeta} D F dx_3 = D \int_{-\bar{h}}^{\zeta} F dx_3 - F_{\zeta} D \zeta - F_{\bar{h}} D \bar{h} \quad (5.5-6)$$

ここに、 F は被積分関数、 D は微分演算子を表わし、添字 \bar{h} および ζ は水底および水面での関数 F を表わす。式(5.5-6)を式(5.5-5)に適用すると、次式を得る。

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \int_{-\bar{h}}^{\zeta} u_i dx_3 + (-u_i \Big|_{\zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial x_i} + u_3 \Big|_{\zeta}) - (u_i \Big|_{-\bar{h}} \frac{\partial \bar{h}}{\partial x_i} + u_3 \Big|_{-\bar{h}}) = 0 \quad (5.5-7)$$

ここに、 $i=1,2$ である。

一方、水面と水底での境界条件は、次式で与えられる。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u_i \frac{\partial \zeta}{\partial x_i} = u_3 \quad \text{at} \quad x_3 = \zeta \quad (5.5-8)$$

$$u_i \frac{\partial \bar{h}}{\partial x_i} = -u_3 \quad \text{at} \quad x_3 = -\bar{h} \quad (5.5-9)$$

また、海底変動量を b とすると、次式で与えられる断面平均流速を導入する。

$$U_i = \frac{1}{h + \zeta - b} \int_{-h}^{\zeta} -u_i dx_3 \quad (5.5-10)$$

ここに、 U_i は $x_i (i=1,2)$ 方向の断面平均流速である。式(5.5-8)~(5.5-10)を式(5.5-7)に代入することにより、次式で示される平均流に関する連続方程式が導かれる。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} [(h + \zeta - b)U_i] = 0 \quad (5.5-11)$$

つぎに、平均流に関する運動方程式を導く。式(5.5-1)を鉛直方向に積分すると、次式を得る。

$$\int_{-h}^{\zeta} \left[\frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (u_i u_j) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \right] dx_3 = 0 \quad (5.5-12)$$

ここに、 $i=1,2$ である。また、式(5.5-3)を鉛直方向に積分し、力学的境界条件として、水面($x_3 = \zeta$)で $p=0$ を用いると次式が得られる。

$$p = \rho g(\zeta - \bar{h}) \quad (5.5-13)$$

式(5.5-12)に対して断面平均流速および式(5.5-13)を導入すると次式が得られる。

$$\frac{\partial U_i (h + \zeta - b)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} [\beta_{ji} U_j U_i (h + \zeta - b)] + g(h + \zeta - b) \frac{\partial \zeta}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho} (h + \zeta - b) \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho} (\tau_{3i}^s - \tau_{3i}^b) = 0 \quad (5.5-14)$$

ここに、 τ_{3i}^s は自由表面上でのせん断応力、 τ_{3i}^b は底面でのせん断応力、 β_{ij} は次式で与えられる運動量補正係数である。

$$\beta_{ji} = \frac{1}{(h + \zeta - b)U_j U_i} \int_{-h}^{\zeta} u_i u_j dx_3 \equiv 1 \quad (5.5-15)$$

また、 τ_{ij} は粘性による応力テンソルであり、次式で表わされる。

$$\tau_{ij} = A_h \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \quad (5.5-16)$$

ここに、 A_h は鉛直方向に平均化された水平方向の渦動粘性係数である。一方、自由表面上のせん断応力は次式で与えられる。

$$\tau_{3i}^s = \rho_a \gamma |\omega| \omega_i \quad (5.5-17)$$

ここに、 ρ_a は空気の密度、 γ は水面摩擦係数、 ω_i は風速である。また、底面でのせん断応力は次式で与えられる。

$$\tau_{3i}^b = \frac{\rho g |U| U_i}{C^2} \quad \text{または} \quad \tau_{3i}^b = \frac{\rho n^2 |U| U_i}{h^{1/3}} \quad (5.5-18)$$

ここに、

$$|U| = \sqrt{U_i U_i} \quad (5.5-19)$$

であり、 C はシェジー(Chezy)の係数、 n はマニング(Manning)の粗度係数である。

以上の関係を式(5.5-14)に代入すると、次の平均流に関する運動方程式が得られる。

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} + U_i \frac{\partial U_i}{\partial x_j} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x_i} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left[A_h \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \right] + \frac{\tau_{3i}^b}{h + \zeta - b} - \frac{\tau_{3i}^s}{h + \zeta - b} = 0 \quad (5.5-20)$$

式(5.5-11)、(5.5-20)を浅水長波方程式(shallow water long wave equation)という。浅水長波方程式の未知量としては水平方向の断面平均流速 U_i と水位変動量 ζ となる。

なお、空間方向の離散化には、Galerkin 法⁴⁾を用いた。なお、要素は三角形一次要素を用いた。また、時間方向の離散化には3段階陽解法を用いた。

有限要素方程式を式(5.5-21~5.5-22)に示す。

$$M_{\alpha\beta} U_{\beta,t} + K_{\alpha\beta\gamma} U_{\beta} U_{\gamma} + H_{\alpha\beta} \zeta_{\beta} = 0 \quad (5.5-21)$$

$$M_{\alpha\beta} \zeta_{\beta,t} - B b_{\beta,t} + B_{\alpha\beta\gamma} U_{\beta} (h_{\gamma} + \zeta_{\gamma} - b_r) + C_{\alpha\beta\gamma} U_{\beta} (h_{\gamma} + \zeta_{\gamma} - b_r) = 0 \quad (5.5-22)$$

3段階陽解法を式(5.5-23~5.5-25)に示す。

$$M_{\alpha\beta}^L U_{\beta}^{n+1/3} = M_{\alpha\beta}^L U_{\beta}^n - \frac{\Delta t}{3} (K_{\alpha\beta\gamma} U_{\beta}^n + H_{\alpha\beta} \zeta_{\beta}^n) \quad (5.5-23a)$$

$$M_{\alpha\beta}^L \zeta_{\beta}^{n+1/3} = M_{\alpha\beta}^S \zeta_{\beta}^n - \frac{\Delta t}{3} [B_{\alpha\beta\gamma} U_{\beta}^n (h_{\gamma} + \zeta_{\gamma}^n) + C_{\alpha\beta\gamma} U_{\beta}^n (h_{\gamma} + \zeta_{\gamma}^n - b_r^n) - M b_{\beta,t}^n]$$

(5.5-23b)

$$M_{\alpha\beta}^L U_{\beta i}^{n+1/2} = M_{\alpha\beta}^L U_{\beta i}^n - \frac{\Delta t}{2} (K_{\alpha\beta\gamma j} U_{\beta j}^{n+1/3} U_{\gamma j}^{n+1/3} + H_{\alpha\beta i} \zeta_{\beta}^{n+1/3}) \quad (5.5-24a)$$

$$M_{\alpha\beta}^L \zeta_{\beta}^{n+1/2} = M_{\alpha\beta}^S \zeta_{\beta}^n - \frac{\Delta t}{2} [B_{\alpha\beta\gamma} U_{\beta j}^{n+1/3} (h_{\gamma} + \zeta_{\gamma}^{n+1/3} - b_r^n) + C_{\alpha\beta\gamma} U_{\beta j}^{n+1/3} (h_{\gamma} + \zeta_{\gamma}^{n+1/3} - b_r^n) - M b_{\beta,t}^n] \quad (5.5-24b)$$

$$M_{\alpha\beta}^L U_{\beta i}^{n+1} = M_{\alpha\beta}^L U_{\beta i}^n - \Delta t (K_{\alpha\beta\gamma j} U_{\beta j}^{n+1/2} U_{\gamma j}^{n+1/2} + H_{\alpha\beta i} \zeta_{\beta}^{n+1/2}) \quad (5.5-25a)$$

$$M_{\alpha\beta}^L \zeta_{\beta}^{n+1} = M_{\alpha\beta}^S \zeta_{\beta}^n - \Delta t [B_{\alpha\beta\gamma} U_{\beta j}^{n+1/2} (h_{\gamma} + \zeta_{\gamma}^{n+1/2} - b_r^n) + C_{\alpha\beta\gamma} U_{\beta j}^{n+1/2} (h_{\gamma} + \zeta_{\gamma}^{n+1/2} - b_r^n) - M b_{\beta,t}^n] \quad (5.5-25b)$$

時間方向を陽的に解くため、安定化を図る人工粘性項として質量行列は次式に示すランピングパラメータ e を付加した混合質量行列 \tilde{M} を用いる。

$$\tilde{M} = e\bar{M} + (1-e)M \quad (5.5-26)$$

ここで、 M は整合質量行列、 \bar{M} は集中化行列を示す。ランピングパラメータ e は、 $0 \leq e \leq 1$ の混合係数であり、付加する人工粘性の大きさを調整する機能をもっている。

5.5.3 水槽内造波問題での検証

まず、簡単な水槽内造波問題に適用する。水槽は幅が $10.0m$ 、長さが $L=360.0m$ のものとし、水深は $h=10.0m$ とした。水槽の一端にはピストン型の造波装置があり、ピストン幅 W は $122.0m$ である。

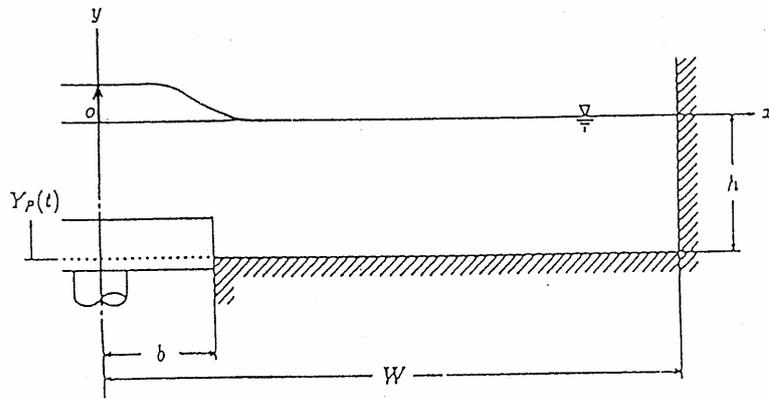


Fig.5.5-2 Sample model.

なお、用いた有限要素メッシュは x 方向 180 分割、 y 方向 2 分割の長方形メッシュである。Fig.5.5-3 に、点 A の水位変動量の時間変化を示す。同図より、ランピングパラメータ e を用いた Galerkin 法による結果は、実験値と良い一致を示していることがわかる。

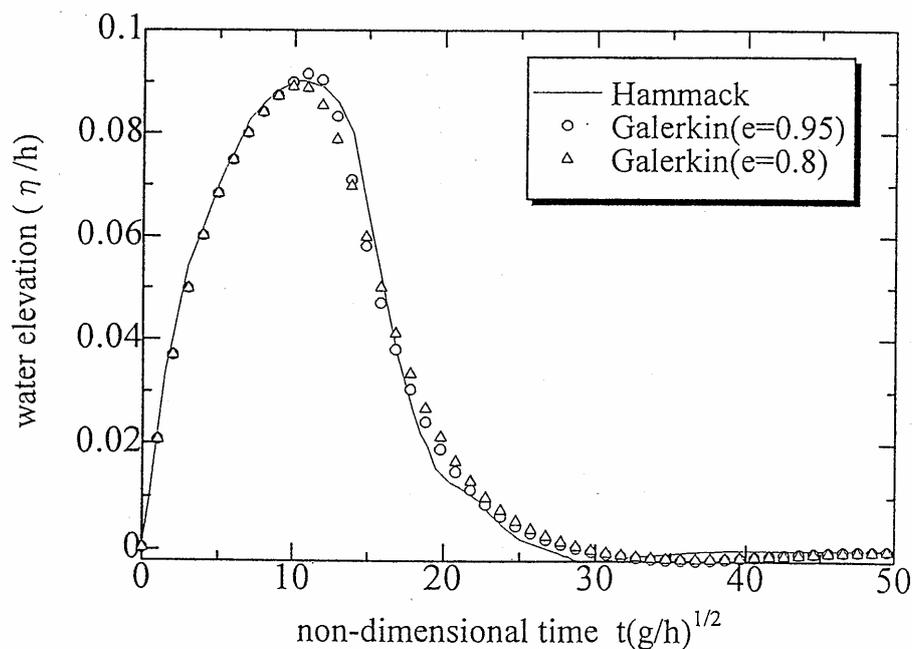
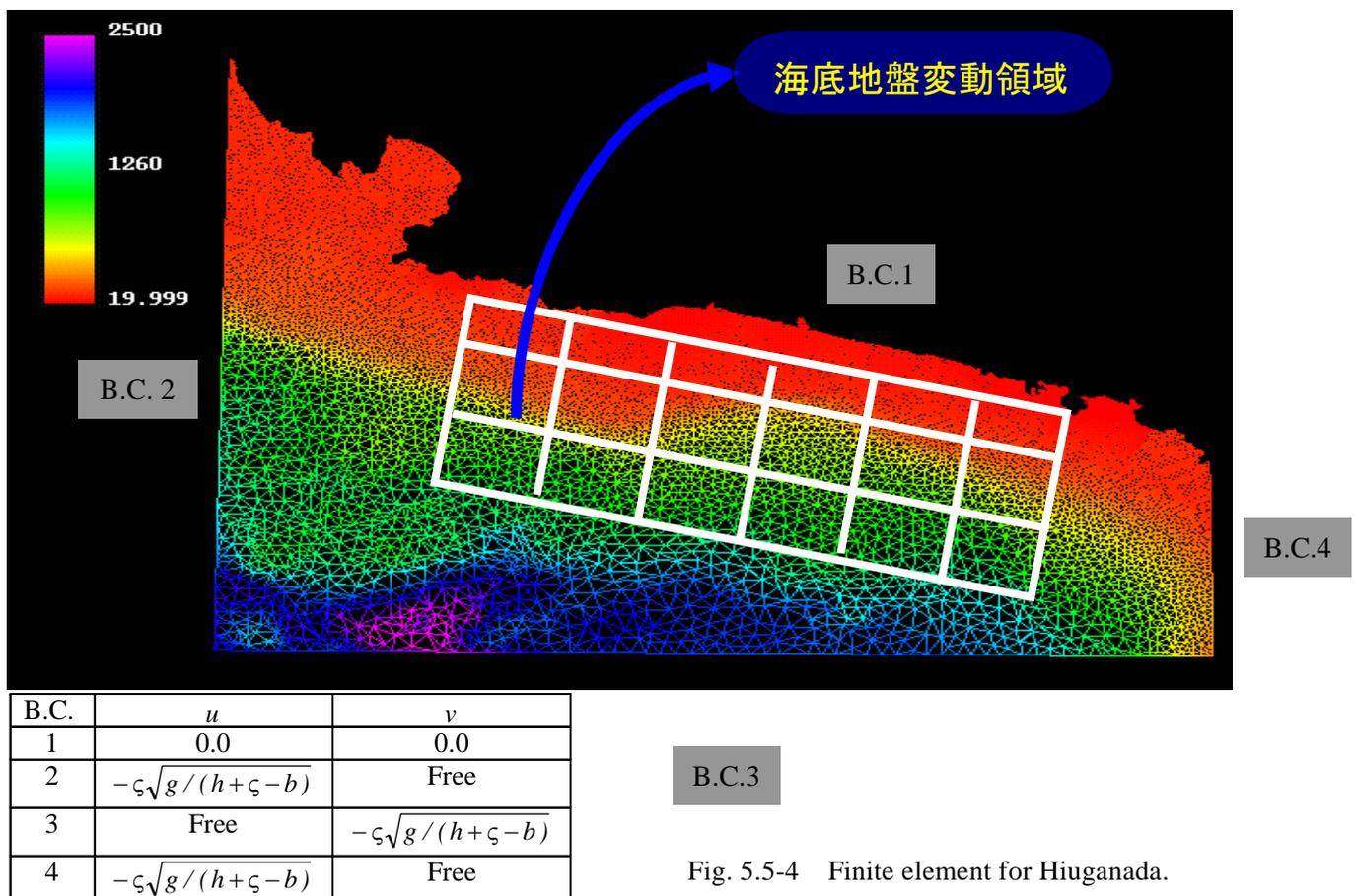


Fig.5.5-3 Time history of water elevation at point A.

5.5.4 日向灘地震による津波解析

津波の大規模計算例として、日向灘地震(M7.6,1662.9.20)による津波のシミュレーションを行う。用いた Fig.5.4-1 に対応する解析メッシュ（節点総数：15671、要素総数：30404、最大要素500m以下）を Fig.5.5-4 に境界条件とともに示す。また、解析に必要となる地盤変動量は、Fig.5.5-4 の格子点(28 ポイント)上で与える（以下、動的地盤変動量解析と称す）。地盤変動領域内における全ての節点の鉛直変動量は、線形補間により与えた。また、比較検討用に断層面内の地盤変動量の時間的変化を考慮せず、一定値を入力したときの解析（以下、静的地盤変動量解析と称す）も実施した。静的地盤変動量として用いた値は、上記、各格子点での定常時（60 秒後）の動的地盤変動量を初期変位として与え、時間的変化は考慮しない入力値とした。なお、解析は Galerkin 法による従来の手法で行い、ランピングパラメータは 0.9 とした。さらに、今回の解析は、津波の第 1 波に着目して解析を実施した。

Fig.5.5-5 に津波の動的地盤変動量解析および静的地盤変動量解析の計算結果を示す。静的地盤変動量解析では、初期から海底面変動量が与えられているので、初期から海面変動が始まるが、徐々に減衰していく。一方、動的地盤変動量解析では、波動が増幅し、Fig.5.5-6 に示す最大波高発生位置での波高変動時刻歴は、3m の最大波高と増幅する。また、清武川河口位置（日南）と大淀川河口位置（宮崎）での波高変動時刻歴を Fig.5.5-7 に示す。日南では最大波高 50cm 以下、宮崎では最大波高 1m 以下と小さいが、当該日向灘は、汀線に平行して断層が存在し、汀線上では波高が減衰し、汀線上での波高は小さく、深い入江にはなっていない為に急激な波高の上昇はなかったことが考えられる。また、日南、宮崎とも静的地盤変動量解析は動的地盤変動量解析に比べ半分程度であった。



B.C.3

Fig. 5.5-4 Finite element for Hiuganada.

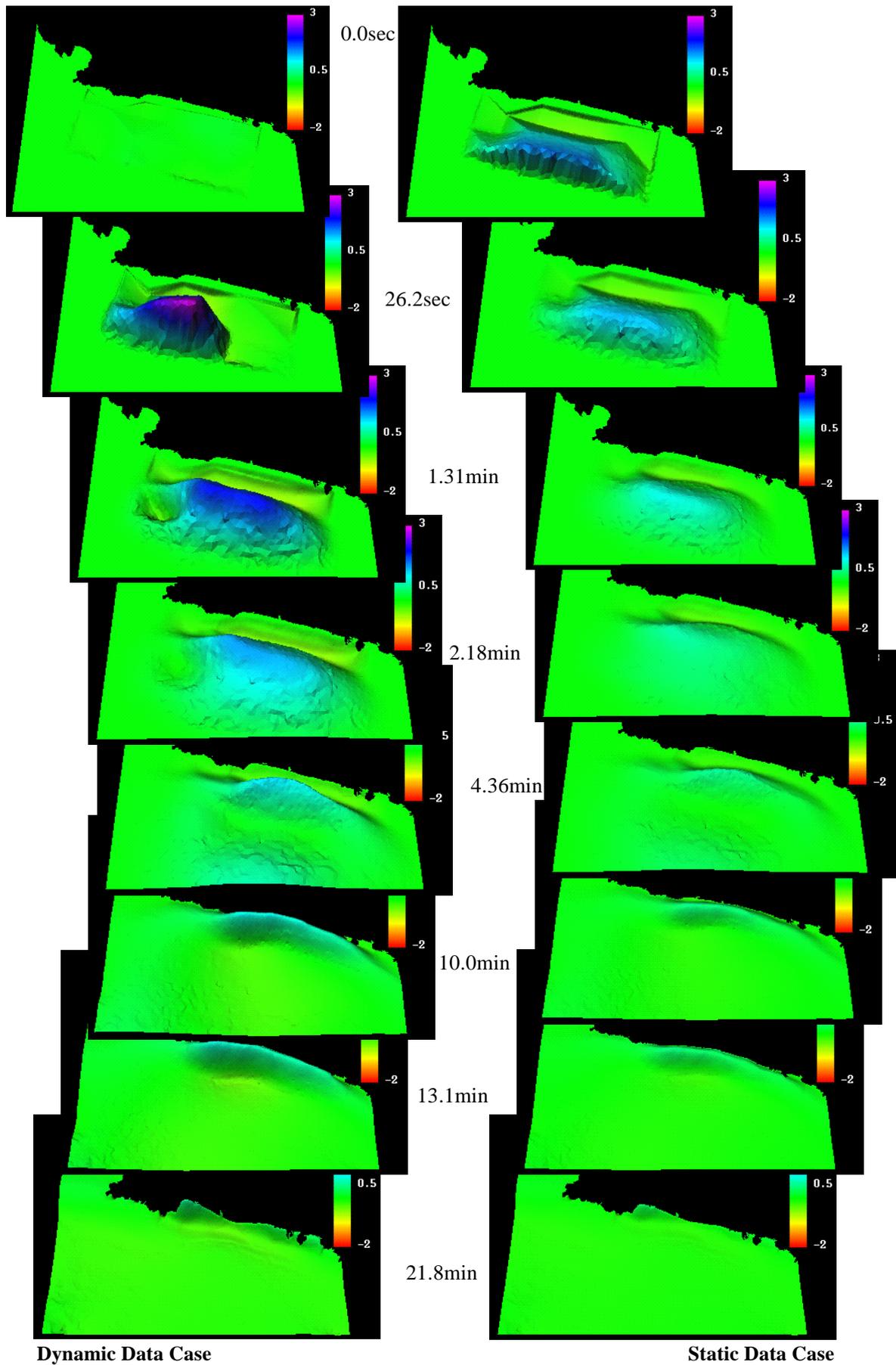


Fig. 5.5-5 Computed tsunami wave propagation.

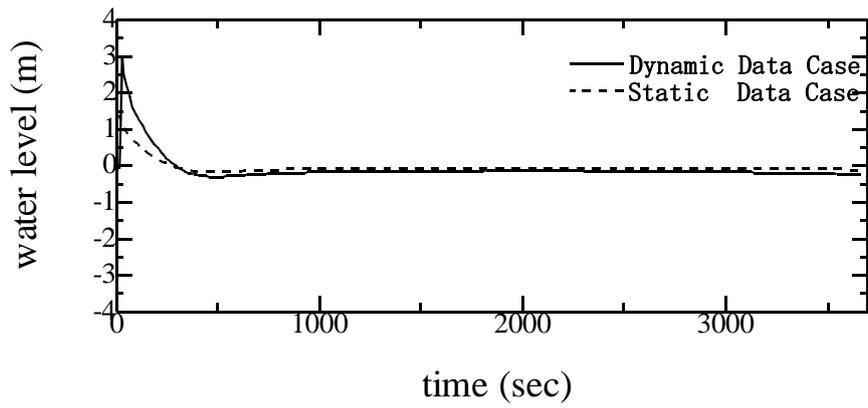
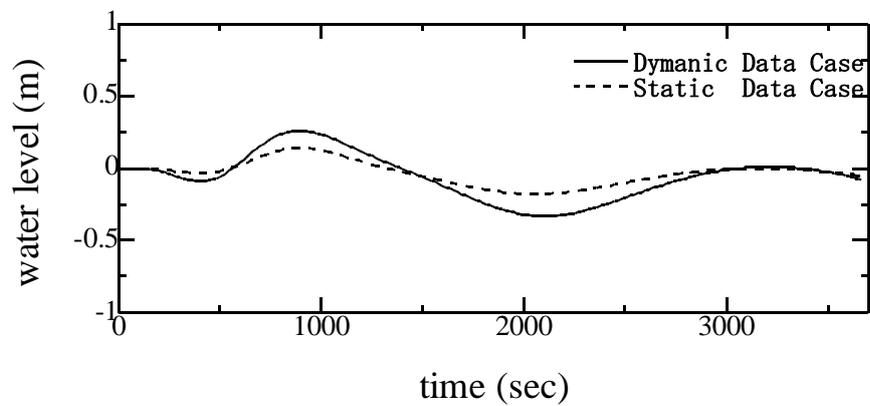
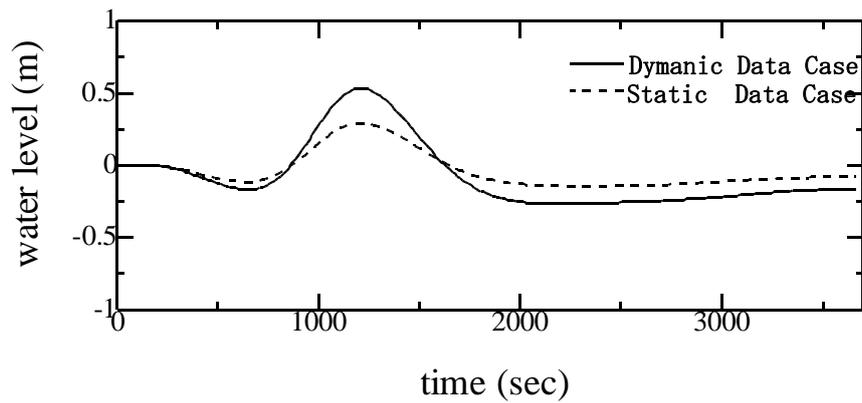


Fig. 5.5-6 Computed tsunami wave time history of water elevation at max high level point.



NICHINAN



MIYAZAKI

Fig. 5.5-7 Computed tsunami wave time histories of water elevation at Nichinan and Miyazaki.

津波の波高に関しては、沿岸部では特に計算に用いる要素幅が影響することが考えられる。ここで、津波の波長に対し、10 分割以下の要素幅の精度を満たすことがめやすとされていることから、沿岸部の波長から要素幅の確認を行う。清武川河口位置（日南）と大淀川河口位置（宮崎）での波高変動時刻歴(Fig. 5.5-7)から、周期 T は 800~2000 秒程度である。津波の伝搬速度は、水平の無限の広がりを持つ水深一定と仮定し、海底で半径 a の円形区間が一様に隆起もしくは沈降する場合、水深 h 、海底の変動量 D_0 に対する非圧縮性流体の渦なし運動方程式に基づいて長波近似¹⁴⁾として解く。基本方程式は速度ポテンシャルの満足する Laplace 方程式とし、変動が一瞬時に生じた場合、海底面の鉛直変位は、式(5.5-29)で与えられる。¹⁵⁾

$$\zeta(r, t) = D_0 a \int_0^{\infty} \frac{\cos \omega t}{\cosh(kh)} J_0(kr) J_1(ka) dk \quad (5.5-29)$$

ここに、 r は変動域の中心からの距離、 ω は角振動数、 k は波数、 J は Bessel 関数である。また、 ω と k との間には、重力加速度 g に対し、式(5.5-30)の関係がある。

$$\omega = \sqrt{gk \tanh(kh)}$$

(5.5-30)

ここで、波長が水深に比べ十分に長いとすれば、 $kh \ll 1$ であり、 $\cosh(kh) \approx 1$, $\tanh(kh) \approx kh$ となる。よって、式(5.5-30)から、津波の伝搬速度は、式(5.5-31)となる。

$$c = \sqrt{gh}$$

(5.5-31)

波長 L は、周期 T を 800 秒とすると式(5.5-32)から、8000 (m)となる。

$$\begin{aligned} L &= cT \\ &= \sqrt{9.8 \times 10} \times 800 \approx 8000(m) \end{aligned} \quad (5.5-32)$$

いま、要素幅は 120~300 (m)であるから、10 分割以下の要素幅の精度を満たしている。

5.5.5 まとめ

本研究では、海底地盤変動を考慮した浅水長波流れ解析として、まず造波問題を取り上げ、Hammack の実験値との比較を行い、大規模計算例として日向灘津波解析を行った。それにより得られた結論は以下に示すとおりである。

- 1) 水槽内造波問題では、Galerkin 法による手法は、実験値との定量的一致を示すことができた。
- 2) 日向灘の解析では、海底地盤が変動することで水位が上がり、沿岸に津波が伝播していく挙動を捉えることができた。
- 3) 断層による変動データを用いた動的地盤変動量解析では、静的地盤変動量解析では得られない 3m 近い波高が得られ、日向灘地震の波高 5m にはやや小さめであったが、動的地盤変動量解析では静的地盤変動量解析の 2 倍程度の波高が得られた。
- 4) 津波の波高に関しては、計算に用いるメッシュ等が影響するものと考えられるが、本論文では、メッシュの大きさ、波高への影響については 10 分割以下の要素幅の精度を満たしているが、3m 近い津波波高の値については、今後検討が必要である。

上記 4)のように本解析で得られた波高に関しては今後検討の必要があるが、当該日向灘は、汀線に平行して断層が存在し、汀線上では波高が減衰し、汀線上での波高は小さく、深い入江にはなっていない為に急激な波高の上昇はなかった。しかし大淀川周辺の低地には住宅密集地が存在し、河口での増波も考えられるため、地震時の津波被害は侮れないと思われる。

動的な地盤変動量解析の優位性は大町・他(1997)¹⁵⁾も指摘しているが、本章の解析の意義は、従来の初期変動量を仮定した解析よりも、動的地盤変動量による解析により、地震動による地盤変位の算定から海面の長波流れのシミュレーションまでを力学モデルにおいて完結していることである。

また、いままで、地震被害想定津波解析においても、地震学的に決められた断層平均すべり量 D から決まる海底地盤変動量を 2 倍程度にしていたが、今後、動的地盤変動量解析の適用の事例を積み重ねることで、静的地盤変動量に基づく津波解析と動的地盤変動量に基づく津波解析の両者における特性が明らかになっていくと思われる。

[参考文献]

- 1) 宇佐見龍夫：新編・日本被害地震総覧，東京大学出版会，p.51，1996.
- 2) 収新・日本地震史料・続補遺，東京大学地震研究所編，pp.90-93，1993.
- 3) Kashiyaama,K., Automatic mesh generation method for shallow water flow analysis, *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, Vol.15, pp.1037-1057, 1992.
- 4) Kashiyaama,K., Ito,H., Behr,M., Tezduyar,T., Three-step explicit finite element computation of shallow water flows on a massively parallel computer, *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, Vol.21, pp.885-900,1995.
- 5) 森下正志：海底地盤変動を考慮した浅水長波流れに関する研究，中央大学・計算力学研究室・研究年報，第 5 号，pp.69-70，1997.
- 6) 宮崎県：宮崎県地震被害想定調査・報告書，p.2 章 1，1997.
- 7) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図・海底地形地質調査報告・宮崎、海上保安庁水路部，1997.
- 8) 佐藤良輔：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック，鹿島出版会，pp.85，1989.
- 9) 金森博雄：地球の物理，岩波書店，p.119，1994.
- 10) 武村雅之：日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメン

トの関係, 地震 第2輯, 第43巻, pp.257-265, 1990.

- 11) 島崎邦彦: 地震危険度推定の手法と原理及び活断層データに関する解析, (株)産業技術出版, p.7, 1986.
- 12) 山崎晴雄: 立川断層とその第四紀後期の運動, 第四紀研究 16(4), pp.231-246, 1978.
- 13) 有限要素法による流れのシミュレーション, 日本数値流体力学会有限要素法研究会編, pp.191-215, 1998.
- 14) 金森博雄: 地球の物理, 岩波書店, p.141, 1994.
- 15) 大町達夫, 仲摩貴史: 断層運動に伴う動的地盤変位を考慮した津波解析の評価, 海岸工学論文集, 第44巻, pp.311-314, 1997.

Chapter 6

地震動簡易策定システム

6.1 まえがき

1995年の阪神・淡路大震災以降、土木学会の第2次提言¹⁾を反映してか、各自治体の被害想定や従来の構造物耐震設計基準の見直しにおいて、設計用入力地震動評価に活断層の影響を考慮することが検討され始めている。例えば「地域ごとに活断層の位置や地震動予測のための各種断層パラメータが明らかな場合は、活断層より直接設計用の地震動を評価することができる。また、地域防災計画による最大規模の想定地震動も考慮していくことが望ましい。」と示している基準²⁾も存在する。しかし、一般の設計者や各自治体の防災担当者が、活断層を考慮した地震動を評価することは困難な要素も多く、阪神・淡路大震災後改訂された基準の多くは断層を考慮した地震動を明示しているものは少ない。そこで、一般の設計者や各自治体の防災担当者が、活断層を考慮した地震動を策定するための支援システムとして、主に本論文の第3章の方法を用いた、簡易な対話型のパーソナルコンピュータシステムを開発した。ここにそのシステムの概要を示す。

6.2 システム概要

当該システムは、MapInfoのGIS上のPC-eDRESS-Hazard³⁾上に構築したシステムで、GISで求めたい地点における断層を選択するか、任意に入力する(Fig.6.1-1,2)。目標とする大地震の起震断層に適合する中小地震が存在する場合は、中小地震の波形をグリーン関数として用いる経験的グリーン関数法を選択する。存在しない場合には、確率論的に中小地震の波形を算定し、確率論的グリーン関数法に用いる。実際には、両者の結果を比較検討し、設計に用いることとなるであろう。

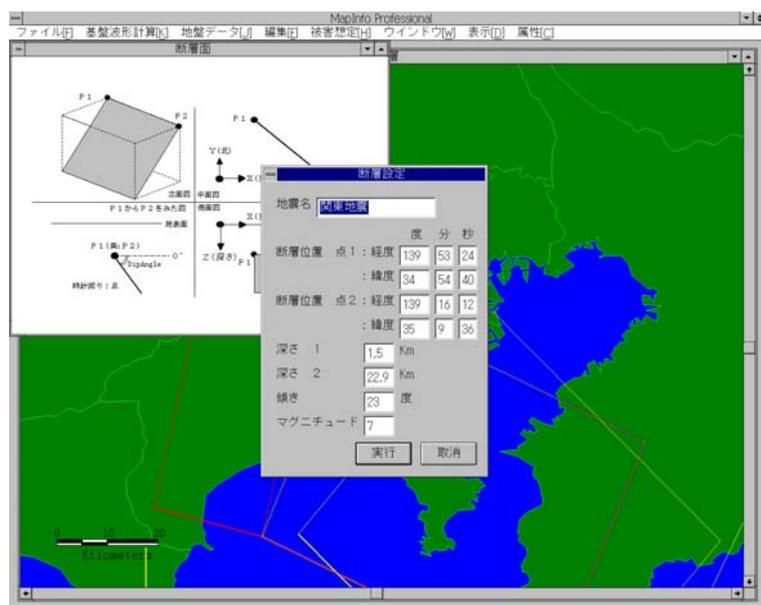


Fig.6.2-1 Fault parameters.

本システムでは、対象地震動の特定に基づき対象地域施設の被害想定を行う。危険性が高い施設を限定し、当該地盤における入力地震動の算定に基づき、組み込まれている SHAKE から地表面加速度・速度・変位、液状化判定（PL 値）を行い、別途求めた施設構造物の固有周期等から構造物の危険度を算定する。よって、施設内における代表的構造物の特性を考慮し、想定断層によって得られた地震動特性における被害を想定する。なお、地震動策定に組み込んだ基本プログラムは、3 章に示した経験的グリーン関数法および確率論的グリーン関数法を用いている。フローを Fig.6.1-4 に示す。

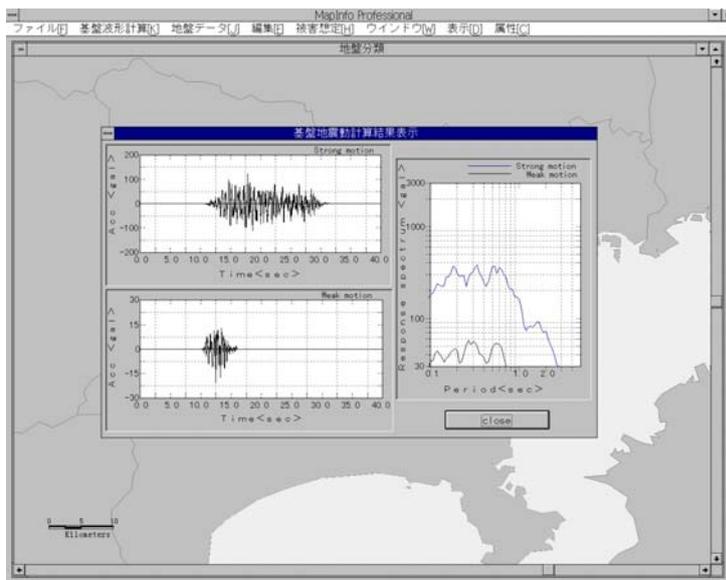
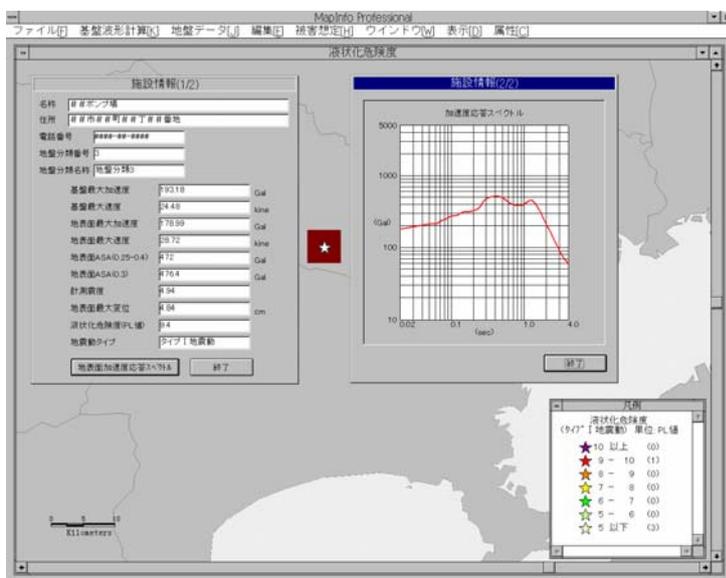


Fig.6.2-2 Wave forms and Fourier Spectra.



- ①○○地点
- ②面積：○○km²
- ③地盤タイプ：3
- ④基盤加速度：556gal
- ⑤震度：6
- ⑥地表面最大加速度：323gal
- ⑦地表面最大速度：92kine
- ⑧地表面最大変位：23cm
- ⑨地盤卓越周期：3.2Hz
- ⑩液状化危険度（PL 値）：2.3
- ⑪○○護岸変状危険度：A
- ⑫○○構造物危険度：B
- ⑬○○構造物危険度：A
-

Fig.6.2-3 Risk analysis image.

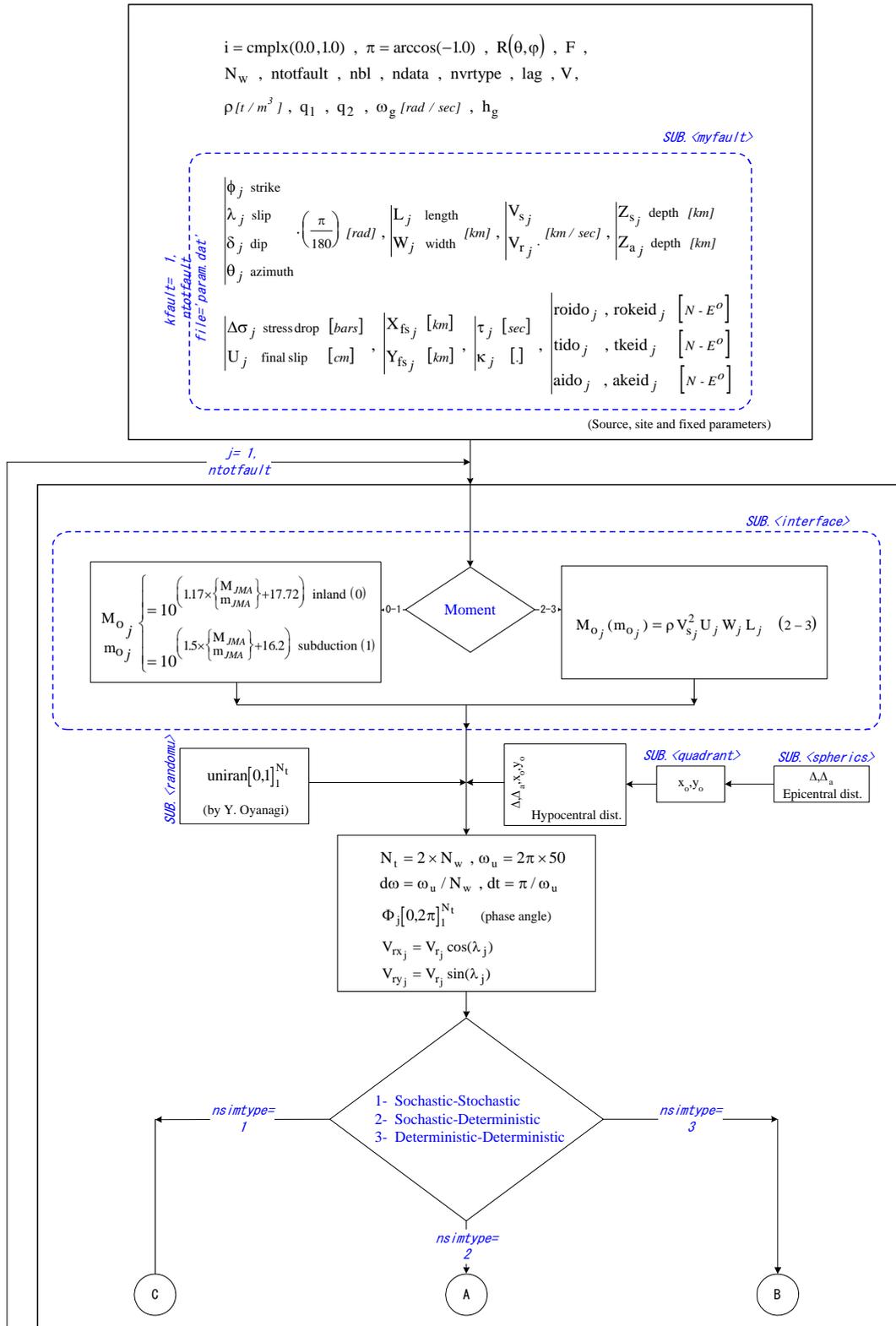


Fig.6.2-4 Flow chart of this system.

6.3 まとめ

本システムを用いると断層パラメータによる地盤の揺れの変化、構造物応答への影響を簡単に調べることができる。また、本システムで求めた波形を第4章で示した運動学的断層モデル等による長周期成分を考慮できる解析結果と重ね合わせることによって、より適切な設計用入力地震動を策定するためにも活用できるものと思われる。なお、本システムは、「下水道施設における地震リスクマネジメントに関する研究」⁴⁾の一環として開発したもので、今後は、地震災害に対し、下水道施設にリスクマネジメントの概念を導入し、社会基盤システムの災害時の機能分析に基づいた災害軽減対策などへの応用を検討する予定である。

[参考文献]

- 1) 土木学会耐震基準等に関する提言集：土木学会，pp.11-41, 1996.
- 2) 水道施設耐震工法指針・解説，p.5, 1997.
- 3) 水谷守，篠塚正宣，林春男：地震災害早期対応支援システム(EDRes)の基本構想，地域安全学会論文集，pp.83-90, 1996.
- 4) 大角恒雄，山本賢一：断層モデルを考慮した地震動簡易策定システムの開発，地盤工学会第33回地盤工学研究発表会，E-8, pp.1131-1132, 1998.

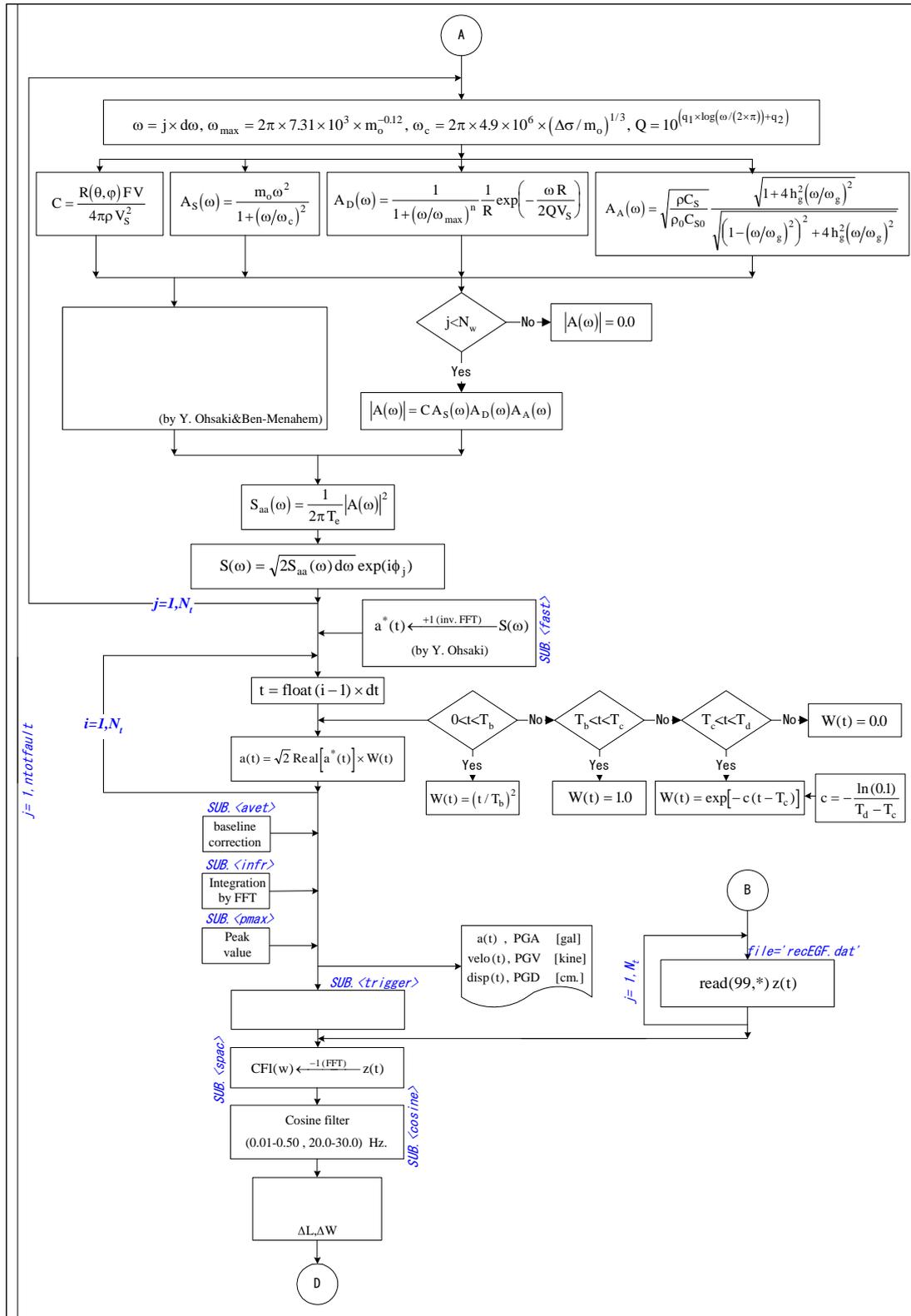


Fig.5.2-4b Flow chart of this system.

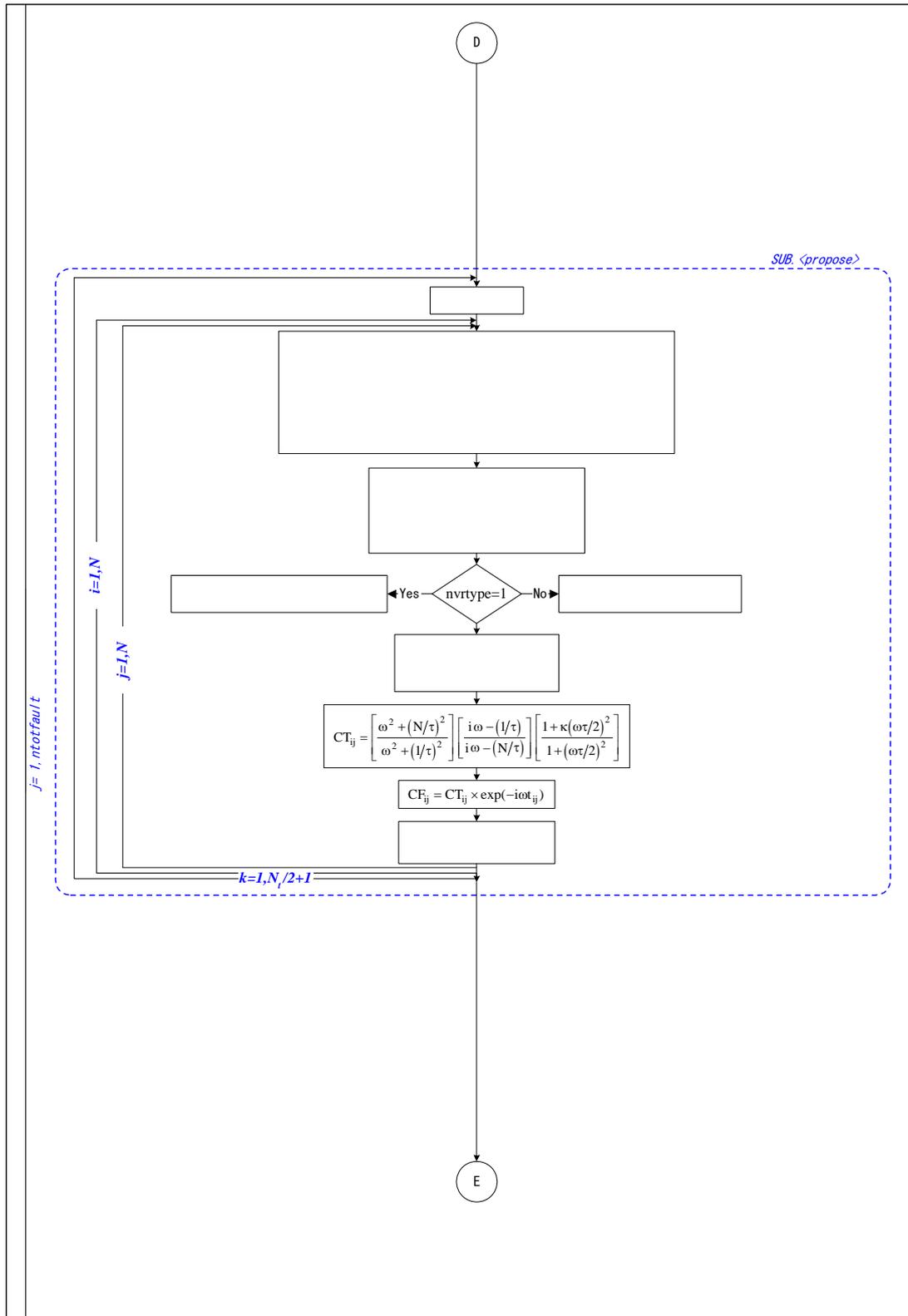


Fig.5.2-4c Flow chart of this system.

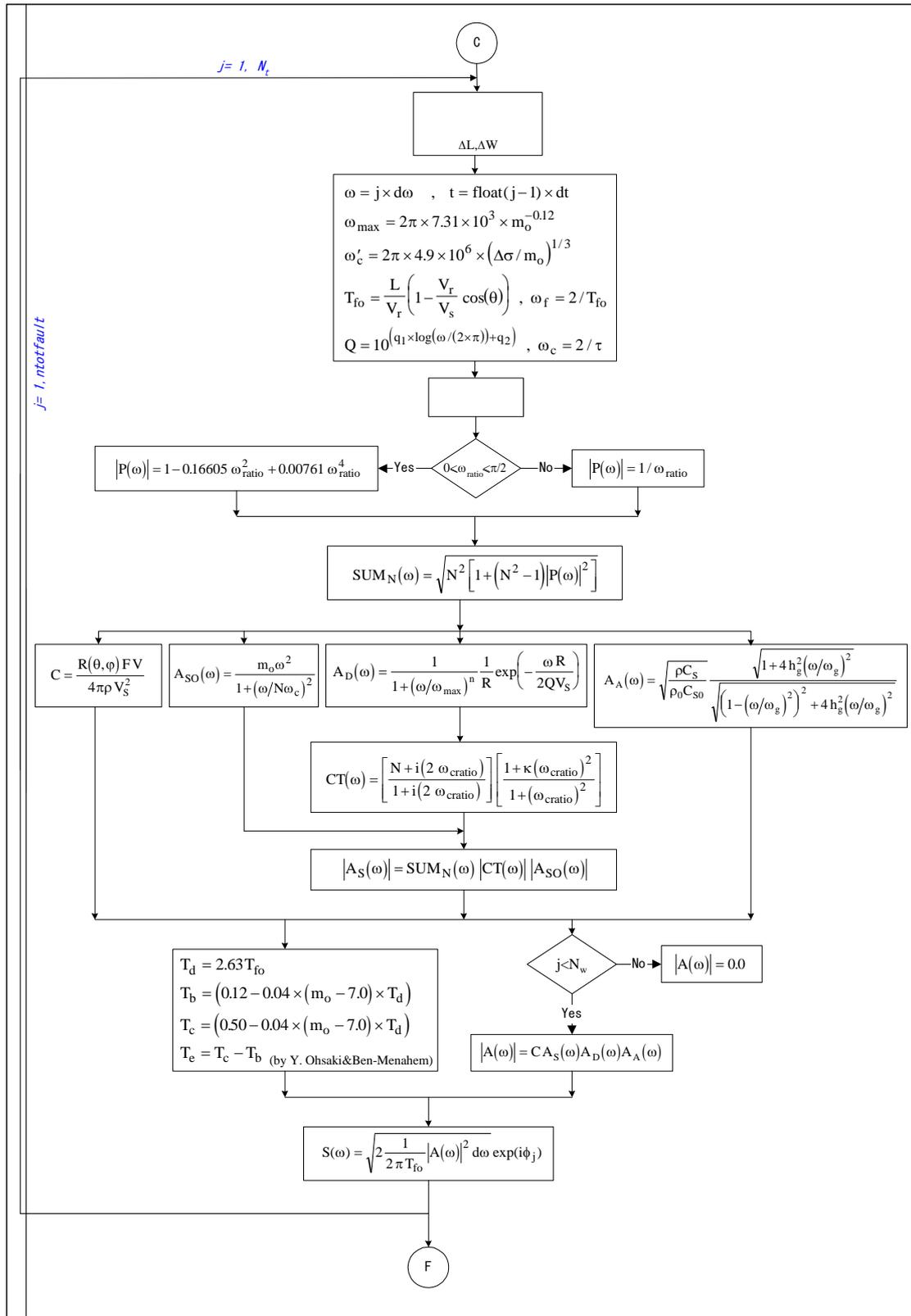


Fig.5.2-4d Flow chart of this system.

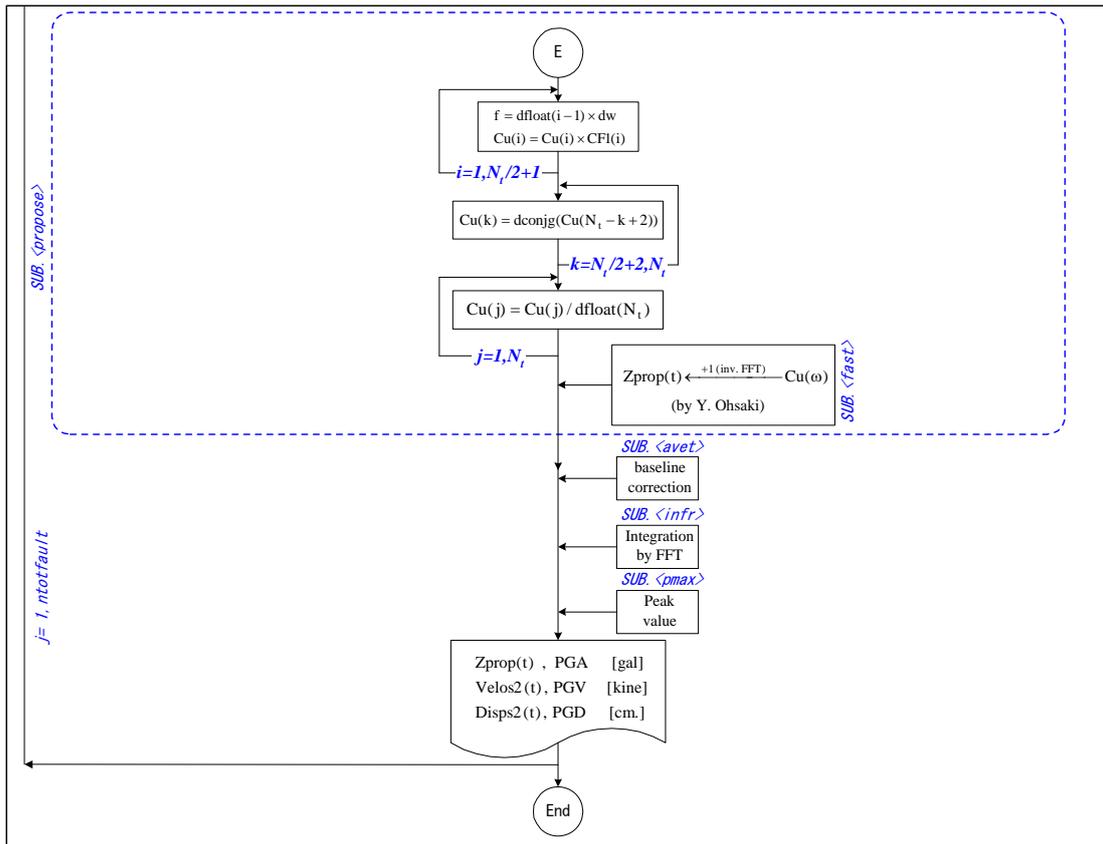


Fig.5.2-4e Flow chart of this system.

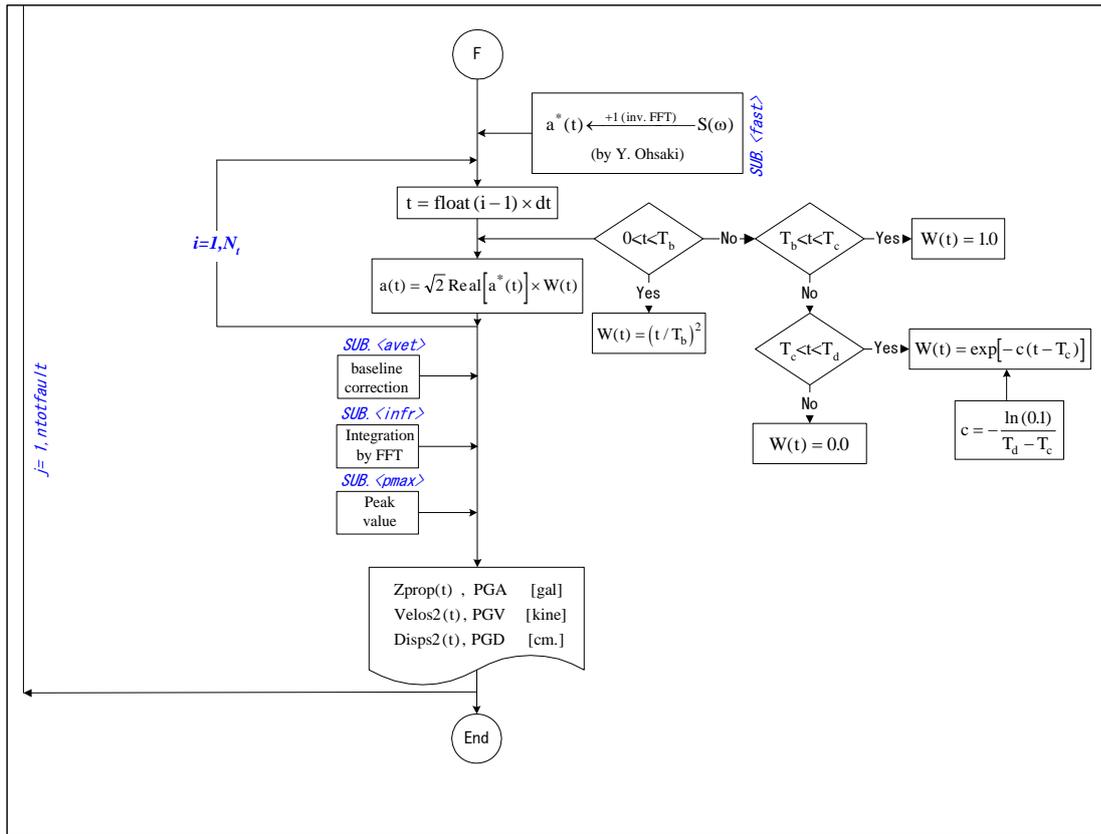


Fig.5.2-4f Flow chart of this system.

Chapter 7

結 論

本論文では、震源断層を考慮した理論的手法に基づいて設計用入力地震動を設定するための方法論を確立することを目的として、経験的グリーン関数法、確率論的グリーン関数法、並びに運動学的断層モデルによる地震波合成法に基づく設計用入力地震動を検討した。これらの手法の適用における留意点の検討および手法の検証のために日向灘地震、鹿児島県北西部地震等によって得られた実地震記録との比較を行なった。以下に各章の結論を述べる。

2章では、設計用入力地震動は、建設サイト周辺の震源断層の特性・地震波伝播特性・表層地盤特性の3要素を考慮して設定するのが合理的であるという視点から、九州地域を取り上げこの地域の地震の特性をまとめた。これによると、近年、国土地理院が整備しているGPS連続観測網によって、日本列島の変動の様子が次第に明らかにされつつある。九州地方は、東方に動いているという特徴があるようであるが、この原因としては、九州西方でのマントル上昇流による引きずりであろうという説も出されている。

このような九州地方の変動を反映してか、構造線・断層のずれの方向が、別府一島原地溝や阿蘇カルデラ西方の日奈久断層系で右横ずれであり、共役の方向では左横ずれである。このずれの方向は、鹿児島県北西部地震の動きとも一致する。

表層地盤特性を把握するために常時微動計測を実施し、その結果を整理した。本研究での観測点数は少ないが、宮崎市を構成する典型的な地盤は軟らかい(卓越振動数1Hz程度)ということがわかった。また、常時微動による地盤の卓越振動数と沖積地盤の深さの間には明瞭な関係のあることを示した。この関係を明らかにできた原因としては、常時微動計測において6カットの計測時刻歴で得られるH/Vスペクトルの平均スペクトルの採用により、常時微動の欠点である振動源の影響を取り除いたことができたためであり、また、宮崎市の沖積地盤が軟らかく地盤特有の揺れが卓越したため明瞭に結果を算定できたと思われる。

3章では、構造物の耐震設計用入力地震動として必要な地震動の加速度波形などの高振動数領域(1Hz~10Hz)の地震波を予測するために、従来の経験的グリーン関数法を改良したモデルを提案した。この提案モデルにおける震源スペクトル特性を決めるモデルパラメータと、従来の不均質断層モデルに関する研究成果との関係から、高振動数地震波をコントロールする提案モデルパラメータ κ が、断層面上の応力降下量または、すべり量のばらつきを表わす2乗和平方根とそれらの平均値との比であることを明らかにした。

次に経験的グリーン関数法では、建設サイトにおいてグリーン関数として利用できる適切な中小地震による記録波形が必要となるが、建設サイトにおいて、このような適切な記録波形が観測される場合も現実には多くないため、このような場合にも適用できる方法として、確率論的震源モデルを用いて中小地震の地震動波形を人工的に作成するという確率論的グリーン関数法を提案した。

これら提案した2つの経験的および確率論的グリーン関数法の適用性について、1987年日向灘地震(M6.6)と1997年鹿児島県北西部地震(M6.3)による観測記録を用いて検討した。その結果、以下のような知見が得られた。

(1)経験的グリーン関数法において用いる中小地震の記録波形の選定に当たっては、単に本震(大地震)の震源域で発生し、かつ本震で同じ震源メカニズム(P波初動分布)を持つ中小地震の記録波形という条件だけでは不十分で、さらに中小地震と大地震の震源断層の静的・動的パラメータが同じであるという条件が必要となることを示した。

(2)中小地震に関するこれらの断層パラメータが求められ、公開される場合は、一般には少ない。これらの断層パラメータは、工学分野のデータというよりも各地域の地震学を講座に持つ大学レベルの情報であるため、地震学の研究者との連携が必要となる。本研究では、余震の分布および震源メカニズム等、断層パラメータに関する資料に関しては、鹿児島大学角田寿喜教授より提供されたものを用いた。一方、気象庁は1997年10月より震源情報を各大学の情報とリンクして、一般に公開するようなシステムを構築しつつあるので、今後このような震源情報を用いることにより、本論文のような検討が日本全国どの地域においても、一般的に実施できるようになるものと期待される。

(3)確率論的グリーン関数法では、中小地震による地震動波形を人工的に作成するが、この人工波形の作成においても、中小地震の断層破壊方向と継続時間の関係(方向性)を考慮することにより、実地震記録波形との対応がより良く再現できることを示した。

今回は、南九州地域における地震への適用であったが、当該手法は地域が限定されて適応されるものではない。

4章では、運動学的断層モデルから放射される地震波の解析解および剛性マトリックス法による水平成層地盤の地震波応答解析法を提案した。本論文で提案した剛性マトリックス法による定式化はこの分野では前例がないが、剛性マトリックス法は数値計算での安定性が優れており、また、構造工学分野では馴染み深いため、震源断層を考慮した地盤の応答計算手順が理解されやすく、簡単な計算プログラムで計算ができるようになったと思われる。

本方法の応用例として、長周期地震波を本方法により作成し、短周期地震波は、第3章の確率論的方法を用いて作成し、これら両者を重ね合わせて、長周期から短周期領域をカバーした地震動加速度波形を作成した。その結果をまとめると以下ようになる。

(1)この波形は1966年パークフィールド地震(M6.0)による断層近傍の加速度波形と極めてよい一致をしており、本方法の妥当性を確かめることができた。

(2)次に、1966年パークフィールド地震の断層モデルと地盤構造を用いて、断層近傍の各地点での地震動速度波形を計算し、横ずれ断層近傍における地震動の特徴を調べた。

(3)その結果、横ずれ断層近傍では、1995年兵庫県南部地震の時に現われた、断層直交方向に大振幅をもつ周期約1秒の長周期パルスが生成されること並びに、そのような大振幅長周期パルスの発生領域は、比較的断層に近い地域に限定されることを示したが、本論の計算例は従来の断層モデルと特定の地盤構造を用いたものであるため、これが一般的結論とまでには到っていない。

5章では、4章で述べた運動学的断層モデルによる地震動波形の応用例として、想定した日向灘

地震(M7.5)による津波を計算した。この検討では、4章の運動学的断層モデルから計算される海底面変動の時刻歴波形を用いる津波解析(動的地盤変動量解析)と、十分時間が経過した後に現れる海底面の永久変形量を用いる津波解析(静的地盤変動量解析)によって、津波波高や津波の波長がどのように違うかを検討の主眼とした。その結果、両者の解析において日向灘沿岸での津波波形の波長や形状は、ほとんど同じであるが、動的地盤変動量解析の方が波高振幅が1.5~2倍程度大きくなるということが示された。従来の津波解析においては、地震学的に決められた断層平均すべり量 D から決まる静的な海底地盤変動量を2倍程度に見積って用いる場合も多いようであるが、今後、動的地盤変動量解析の適用の事例を積み重ねることで、静的地盤変動量に基づく津波解析と動的地盤変動量に基づく津波解析の両者における特性が明らかになっていくと思われる。

6章では、一般の設計者や各自治体の防災担当者が活断層を考慮した地震動を策定するための支援システムとして、主に3章で述べた経験的グリーン関数法および確率論的グリーン関数法を使って簡易な対話型のパーソナルコンピュータシステムを開発してその概要を述べた。このようなシステムは、断層パラメータを変化させることによって、地震動がどのように変わるか等について設計者が判断するための支援システムである。また、本システムを地域防災計画の直後被害予測システムと組み合わせることにより、地震計を密に配置できない自治体に対しても廉価で効果的な地震直後の被害予測データを提供できるシステムへと拡張することも可能である。

謝辞

本論文は、著者が宮崎大学大学院工学研究科博士後期課程の3年間の研究成果をまとめたものです。この間、多くの方々からご指導、ご鞭撻、ご協力を賜りました。

宮崎大学工学部土木環境工学科原田隆典教授には、本課程の主指導教官として本研究を遂行するにあたり、終始懇切なご指導、ご助言をいただきました。先生とは筆者が東京大学生産技術研究所片山研究室で地震工学を専攻しているころから、当研究室の先輩として公私にわたり、ご指導いただき、宮崎大学博士課程の1期生としての社会人博士課程を志すきっかけを与えていただいたことも深く感謝しております。また、同研究室の奥倉英世氏、向井哲朗氏、黒川丈史氏、さらに同研究室から京都大学防災研究所に進まれた神戸市立工業高等専門学校山下典彦講師にもご協力いただきました。

副指導教官としてご指導いただきました宮崎大学工学部土木環境工学科今井富士夫教授、丸山俊朗教授、中沢隆雄教授、村上啓介助教授には、数々の中間発表にもご参加、ご指導いただき、特に村上助教授からは、津波シミュレーション結果におけるご指摘およびご助言を数多くいただき、感謝しております。今後は、宮崎の地震防災に貢献できるように努力したいと思います。

鹿児島大学角田寿喜教授には、鹿児島県北西部地震の余震の分布図および震源メカニズム等、断層に関する地震学的資料をいただき、数多くのご助言をいただきました。また、科学技術庁防災科学技術研究所石田瑞穂総括研究官には、群発地震域と余震との違い等、長時間の議論に参加いただき感謝しております。なお、鹿児島県北西部地震を扱った第10回日本地震工学シンポジウムの「震源断層を考慮した地震動加速度波形の合成法」の査読者には8枚にもわたる修正項目にてご指導いただき、目のさめる思いでした。同シンポジウムにおいて数多くの研究者との有益な議論を行うことができ、特に京都大学防災研究所入倉孝次郎教授にご指摘いただいた項目は、今後の研究を進める上でも有益なものと思われま。

信州大学工学部泉谷恭男教授には、簡易的な不均質断層モデルを共著で提案させていただき、実用的な手法として広めて行きたいと思いを。

第3章の手法は、土木学会の提言を発端とし、「レベル2の耐震設計用入力地震動として、最大加速度や振幅特性を単純に比較して既往最大とすべきではない」との判断から、設計業務において数多く適用できるようになり、特に東京都水道局山口貯水池堤体強化技術検討委員会において東京大学地震研究所島崎邦彦教授には、地震動パラメータの設定において数多くのご指導を賜りました。また、第3章の手法を応用した地震動簡易策定システムは、日本下水道事業団との共同研究「下水道施設のリスクマネジメントに関する研究」に活用しており、同事業団山本賢一氏には、公私にわたるご支援をいただきました。さらにシステム化には解析技術サービスの宮本英治社長にご協力いただきました。

津波シミュレーションにおいては、中央大学理工学研究室樫山和男助教授と同研究室森下正志氏に協力いただき、浅水長波流れの解析をご指導いただきました。樫山助教授とは学部時代の同級生であり、今後さらに協力して他地域での検討も実施していきたいと思いを。

社会人博士課程をはじめにあたり、科学技術庁防災科学技術研究所片山恒雄所長、早稲田大学理工学部濱田政則教授、東京大学生産技術研究所山崎文雄助教授、目黒公郎助教授、九州産業

大学工学部奥園誠之教授、スタンフォード大学石田勝彦教授、中央大学理工学部鈴木隆介教授、山田正教授、國生剛治教授の先生方および東京都土木研究所小川好研究員に暖かいご声援をいただき、民間では清水建設技術研究所田蔵隆部長、鹿島建設技術研究所大保直人室長、大林組技術研究所後藤洋三室長には、公私にわたるご支援を賜りましたことを深く感謝しております。

本研究をまとめるにあたり、土木学会地震工学委員会レベル 2 地震動小委員会の委員長である東京工業大学大町達夫教授のご支援ならびに同メンバーである京都大学防災研究所澤田純男助教授、大阪土質試験所香川敬生氏、清水建設石川祐氏、奥村俊彦氏、大林組江尻讓嗣氏ら方々と委員会後、熱心に議論する機会を得たのは非常に有益でした。また、同委員会および土木学会地震被害調査委員会のメンバーでもある日本大学工学部中村晋助教授には、論文の広い範囲にわたり e-mail 等でご協力いただき、今後、同行させていただいた岩手県内陸北部地震の調査検討も成果あるものに仕上げたいと思います。上記メンバーは若手地震工学研究者の会からのつながりでありましたが、同会の大林組大堀道広氏からも支援をいただきました。

なお、当時日本工営中央研究所の耐震解析グループに勤務していたダラマ・フセイン氏には 2 章の常時微動解析および 3 章の図化とプログラムの修正にご協力いただき大変お世話になりました。その他数多くの方々からのご指導、ご鞭撻、ご協力によりまとめることができました。

最後に多くの協力を厭わなかった妻の大角ゆりに深く感謝の意を表します。