

数値解析と高密度強震観測記録に基づく濃尾平野の地震波動伝播性状に関する研究

名古屋大学大学院 環境学研究科 都市環境学専攻 環境・安全マネジメント講座

飛田研究室 博士課程前期課程2年 山田芳人

1. 序論

1995年の兵庫県南部地震で発生した「震災の帯」は、深部地盤構造の不整形性に起因するエッジ効果が原因といわれている。この現象は1次元応答解析のみでは説明ができず、2次元応答解析の必要性を痛感させた。濃尾平野は図1のように平野西端部で約2kmの基盤段差を有しており、同様の現象が起こる可能性がある。兵庫県南部地震についての増幅特性のメカニズムはほぼ解明されていると言えるが、波動伝播の観点から干渉メカニズムを検討した論文は少ない。また、解析モデルの設定が、解析結果に及ぼす影響に関する基礎的な検討も少ない。来るべき東海・東南海地震が長周期地震動であることから、解析モデルの設定による影響を明らかにする必要がある。これを踏まえた上で、濃尾平野の不整形性を考慮した解析により波動伝播特性を解明することは、都市防災力の向上につながり大きな意味を持つ。

1999年度より整備された濃尾平野の高密度強震観測体制である「大都市圏強震動総合観測ネットワークシステム」(図2)を利用することで、濃尾平野の地震動伝播特性を実測記録から面的に把握することが可能である。

このような背景から本論では、簡単なモデルを用いた数値解析と観測記録から得られる分析結果を用いて、波動伝播メカニズムの定性的な理解と濃尾平野の波動伝播性状を明らかにする。

2. 1次元的なモデル設定の違いによる影響

厚さ1000mの堆積層を1・2・4・8・16層に分割し、地震基盤を加えた平行成層モデルを設定し、重複反射理論に基づく検討を行った。ここでは層厚で重みづけした平均S波速度が1000m/sとなるようにモデルを設定した。

図3に各モデルのレイリー波分散曲線と伝達関数(2E/2E)を示す。分散曲線は基盤と表層のS波速度により決まり、多層になってもエアーリー相は変化しないこ

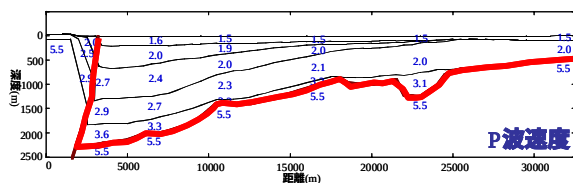


図1 濃尾平野の東西断面図

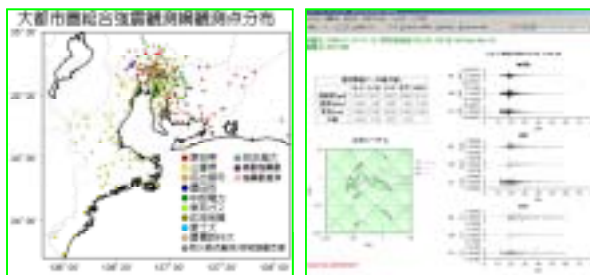


図2 大都市圏強震動総合観測ネットワークシステム

と、表層の影響を強く受ける短周期域では多層モデルほど複数のモードが存在していることを確認した。2層モデルでのピークは多層モデルになるにつれ長周期になる傾向が見られた。また、2層モデルでの谷を埋めるようにピークが現れはじめ、これらのピーク振動数では中間層での増幅が大きい傾向が見られた。よって、1次ピークでは表層の物性が大きく寄与しており、2次・3次ピークでは中間層の影響が大きく、地盤の拘束圧効果まで考慮した検討が必要であるという知見を得た。

3. 2次元 FEM 解析に基づく波動伝播性状の検討

厚さ1000mの堆積層を深さ方向に1・2・4層に分割し、地震基盤を加えたモデルと段差構造を有するモデル(図4)を設定する。入力波には中心周期の異なる Ricker 波を用いる。2次元 FEM 解析を用いて、Ricker 波を地表面点加振および鉛直下方入射させた際の検討を SH・SV 波場に関して行った。

3.1 地表面点加振

図5に平行成層モデルの地表面を鉛直方向に点加振した解析結果を示す。2層モデルにおける波形は理論走時

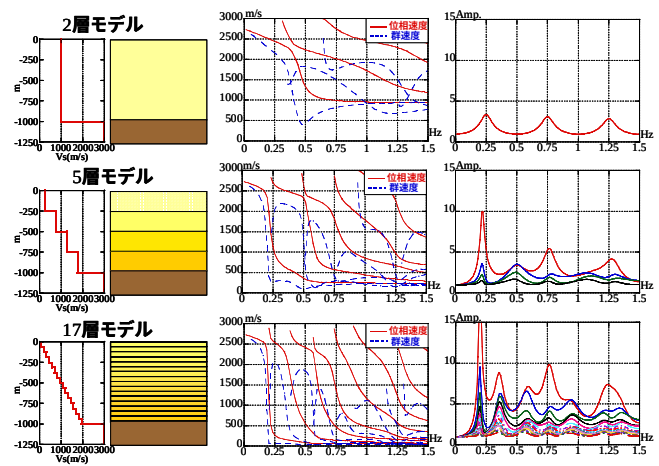


図3 レイリー波分散曲線・伝達関数(2E/2E)

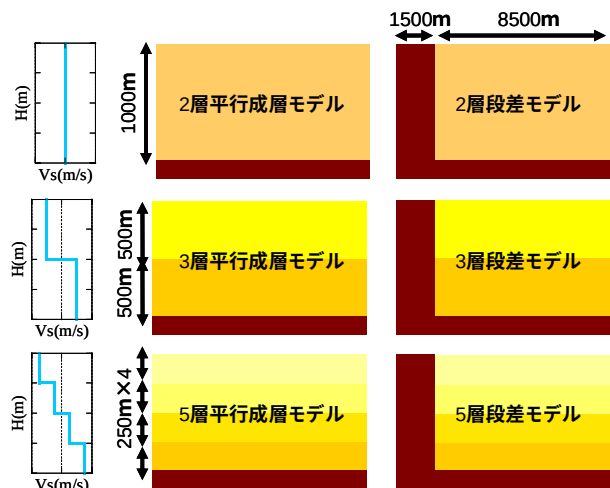


図4 2次元 FEM 解析の解析モデル

曲線と一致しており、現象をよく捉えているといえる。
3・5 層モデルにおいては走時曲線に載らない波群も確認できたが、これは各層を透過して反射・屈折する波を計算できれば波線と一致すると考えられる。地表面点加振においても表層内での反射波・屈折波の影響が非常に大きいことを確認できる。

3.2 鉛直下方入射

SH・SV 波場において中心周期 0.5 秒の Ricker 波を段差モデルに鉛直下方入射したスナップショットと波群の模式図を重ね描いたものを図 6・7 に示す。どちらも直達波（表層内での反射波も含む）と、断層面からの屈折波（図中のオレンジ破線・紫破線）は明確に確認できる。また、SH 波場では段差下部での点加振による波群（図中の緑破線）、SV 波場では側方の基盤を伝わり段差上部

から堆積層内に伝わる波群（図中の青破線）がそれぞれに確認できる。図 6 より SH 波場における波の干渉は直達波と屈折波（図中のオレンジ破線・紫破線）と考えられる。SV 波場における段差上部から伝わる波群（図中の青破線）は、堆積層を減衰せず伝播している。この波は別途検討した鉛直動においても伝播していること、レイリー波速度で伝播すると仮定した走時曲線と対応が良いことから、レイリー波と考えられる。したがって、SV 波場では直達波と表面波の干渉が優勢と考えられる。

SH 波場における 3 層段差モデル・平行成層モデルの地表面応答波形と、それらを引き算した波形に走時曲線を重ね描いた図、および 3 層段差モデルの地点毎の伝達関数（地表/入射波）を図 8 に示す。走時曲線より、最大応答を示す位置は直達波と屈折波の干渉地点であることが確認できる。また、伝達関数より、波の干渉地点では幅広い振動数域で 1 次元での応答を上回っており、エッジ効果が明確に確認できる。断層から離れると 2 次元の結果は 1 次元の応答値と等しくなる。この傾向は多層モデルほど顕著である。これは多層モデルの表層の減衰が大きいために、断層の影響が短い距離で消えるためと考えられる。

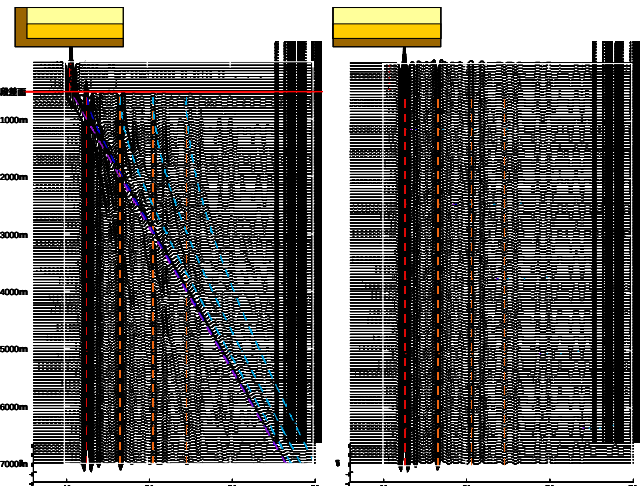


図 5 地表面鉛直点加振（左:2 層モデル 右:5 層モデル）

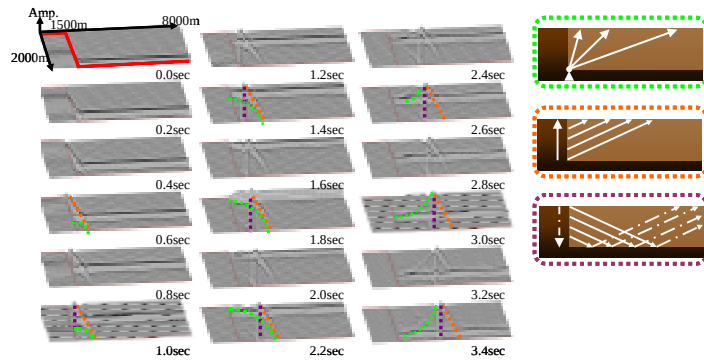


図 6 スナップショット（SH 波場）

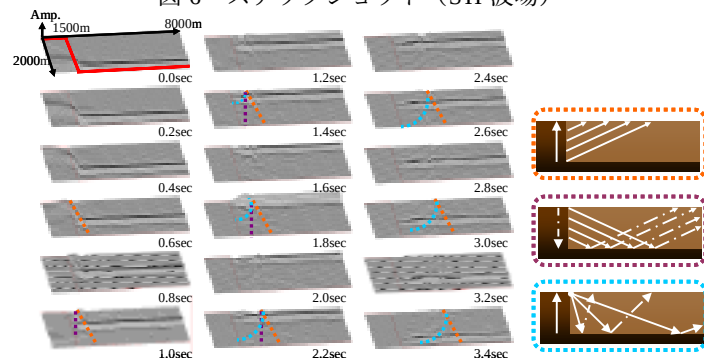


図 7 スナップショット（SV 波場）

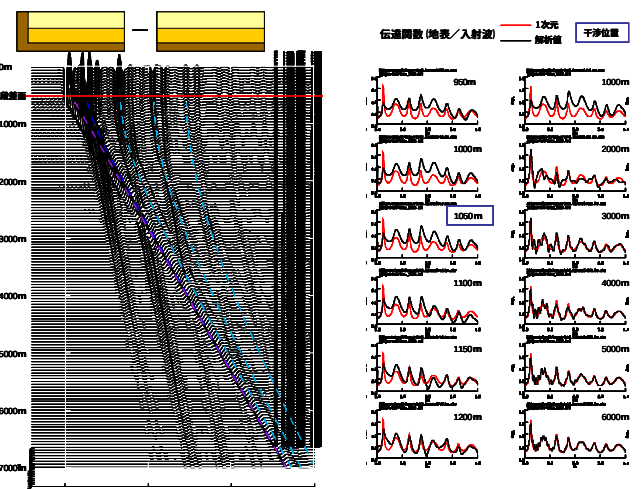


図 8 SH 波場における地表面応答波形（上段）
引き算した地表面応答波形、段差モデル伝達関数（下段）

3.3 地表面最大応答値

図9・10に中心周期の異なる Ricker 波入射時の地表面の最大加速度分布を示す。SH 波入射時は入力波の周期によらずほぼ同位置で干渉しているため、直達波と基盤段差で生成された屈折波の干渉によって最大応答を示したと考えられる。一方、SV 波入射時は入力波の周期によって干渉位置に差異が生じているため、直達波と表面波が干渉したと考えられる。これらの知見は 3.2 節の結果と調和的である。

SV 波場において実体波と表面波の干渉を確認するために、レイリー波の理論分散曲線（図 11）から求めた周期毎のレイリー波速度を用いて、各モードにおけるレイリー波と直達波の干渉位置を図 12 に示す。図より周期 0.5 秒のレイリー波と直達波の干渉位置は、各モードとも 2600m 付近（図中の青三角）である。周期 1 秒のレイリー波と直達波の干渉位置は基本モードが 2600m、1 次モードが 3200m、2 次モードが 4000m 付近（図中のオレンジ三角）である。これ

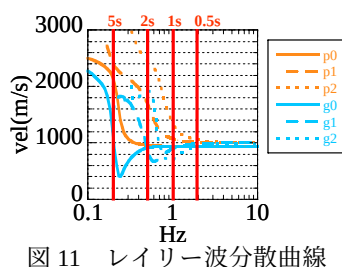


図 11 レイリー波分散曲線

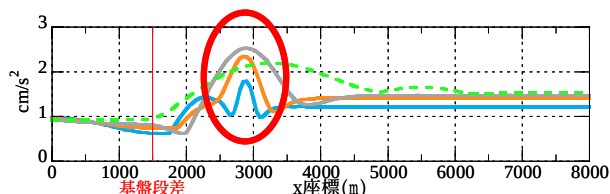


図 9 地表面最大加速度分布 (SH 波場)

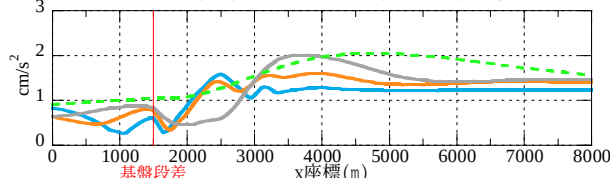


図 10 地表面最大加速度分布 (SV 波場)

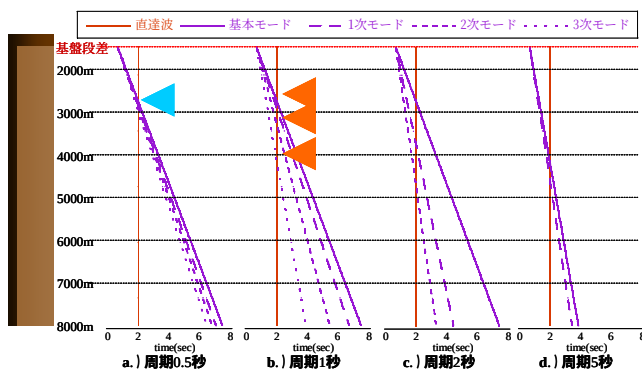


図 12 直達波とレイリー波の干渉

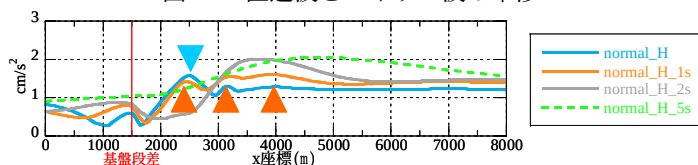


図 13 地表面最大応答と干渉位置 (SV 波場)

らの結果は SV 波の地表面最大応答分布（図 13）の各ピークと対応している。SV 波場での波の干渉位置は基本モードのみでは説明できず、高次モードまで考慮して増幅特性を考える必要があるという知見を得た。

4. 強震記録に基づく濃尾平野の地震動伝播特性の検討

4.1 H/V スペクトル

Coda 波部の地震動 H/V スペクトルは地盤構造を反映したものであり、地盤構造の推定に利用できる。図 14 に紀伊半島南東沖地震前震の KIK-net により得られた地中と地表の H/V スペクトルを示す。これらの記録を用いて作成した濃尾平野を対象とした地震動 H/V スペクトルの分布を図 15 に示す。用いる地震によって周期に差はあるが、養老断層東側及び伊勢湾付近で最も周期が長くなっており、東北東から西南西に向けて傾斜している濃尾平野の地下構造が表現できている。紀伊半島南東沖の地震を用いた場合には、堆積層の厚い養老断層東側においても周期 6 秒以上まで再現できており、H/V スペクトルによる深部地盤構造の推定には長周期成分が多く含まれている地震記録が有効であることが確認できた。

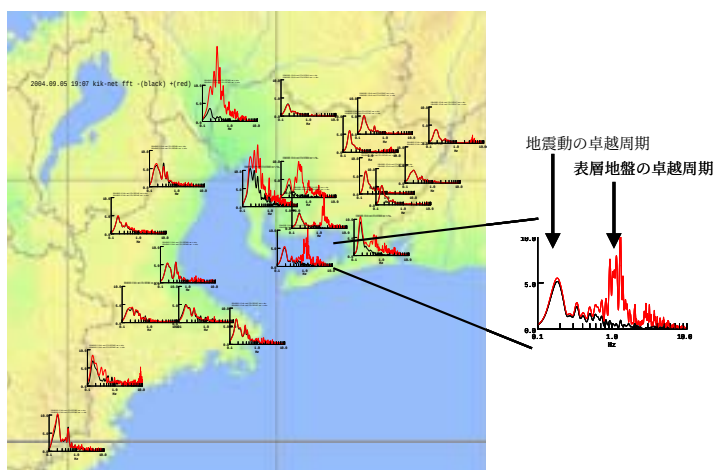


図 14 KIK-net 観測点における地表と地中の H/V スペクトル (紀伊半島南東沖地震前震 20040905/19:07 M7.4)

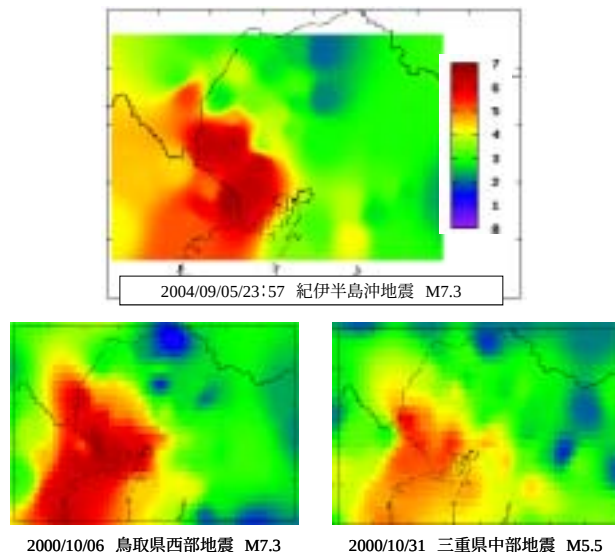


図 15 濃尾平野の H/V スペクトル分布

4.2 オービット

地震動オービットを濃尾平野全体に着目することで面的な波動伝播性状に関して検討を行った。図 16 に紀伊半島南東沖地震前震の濃尾平野における時刻別水平動オービット（周期 2 秒のフィルター波）を示す。濃尾平野では揺れが長時間続いている様子が明確に確認できる。後続位相においてオービットの長軸方向は時間ごとに向きが変わっており、異なる方向からの入力があることが確認できる。これは堆積層内を地震動が繰り返し反射していることを示し、堆積平野の伸長効果の要因となっていると考えられる。

4.3 センプランス

表面波伝播方向を特定するためにセンプランス解析を行った。図 17・18 に養老地震における時刻毎のセンプランス解析結果を示す。地震初動が伝わる区間の結果は震源方向から揺れが伝わる様子が確認できる。しかしそれ以降の結果には規則性が見当たらない。これは地震動が堆積層内で反射するため、地点・時刻毎に伝播方向が異なるためと考えられる。しかし、探索範囲が角度・速度ともに広範囲であったため、不適切な値が結果として採用されているとも考えられる。結果に疑問点もあり、対象地震を変更するなど、今後も検討する必要がある。

5. まとめ

本論では数値解析と観測記録から得られる分析結果を用いて波動伝播性状に関する検討を行った。以下に得られた知見をまとめる。

- 1) 重複反射理論に基づく解析では、堆積層の平均 S 波速度が同じモデルであっても表面波・実体波の特性はモデルごとに異なる。表面波伝播特性は表層と基盤の物性に依存するが、伝達関数は中間層の影響も大きく、拘束圧効果も考慮する必要がある。
- 2) 2 次元 FEM 解析による地表面点加振の解析結果は、理論走時曲線と一致する。最表層内での反射波・屈折波の影響が大きいことを確認した。また、鉛直下方入射時の解析結果より SH・SV 波場で異なる波群が伝播している。
- 3) 中心周期の異なる Ricker 波入射時の地表面応答分布は、SH 波場では入力波の周期によらず同じ位置で最大応答を示したが、SV 波場では異なっていた。また、直達波と、分散曲線より求めた周期毎のレイリー波の干渉位置

が、地表面応答分布と対応している。よって SH 波場では実体波同士が干渉し、SV 波場では実体波と表面波が干渉しているという知見を得た。

5) 観測記録を利用した濃尾平野の地震動 H/V スペクトル周期分布図は、地下構造をうまく再現できた。深部地盤の推定には長周期を含む地震動が有効である。

6) 地震動オービットにより後続位相に異なる方向からの入力を確認した。よって平野内を地震動が繰り返し反射していることが伸長効果の要因であると考えられる。

7) センプランス解析を行い表面波伝播方向の同定を試みた。地震初動部の波動伝播性状は確認できたが、結果には疑問点もあり、今後も検討を行う必要がある。

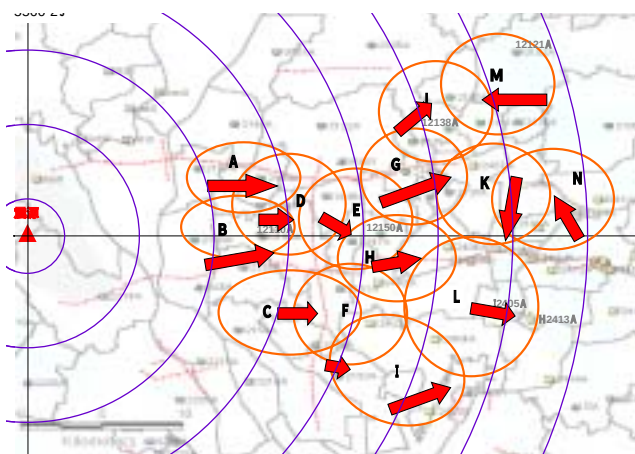


図 17 周期 2 秒の波動伝播性状（地震初動部）

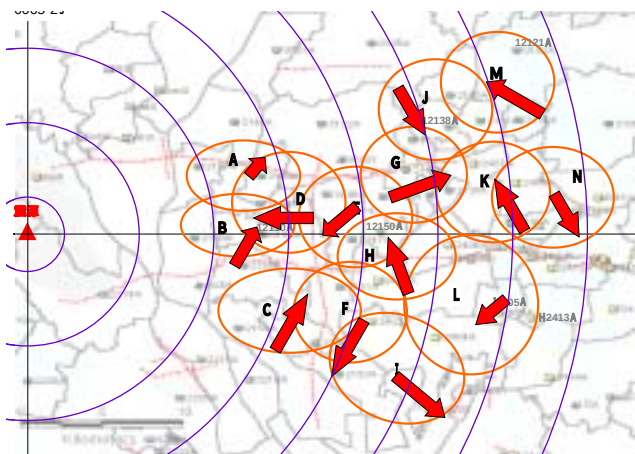


図 18 周期 2 秒の波動伝播性状（後続位相）

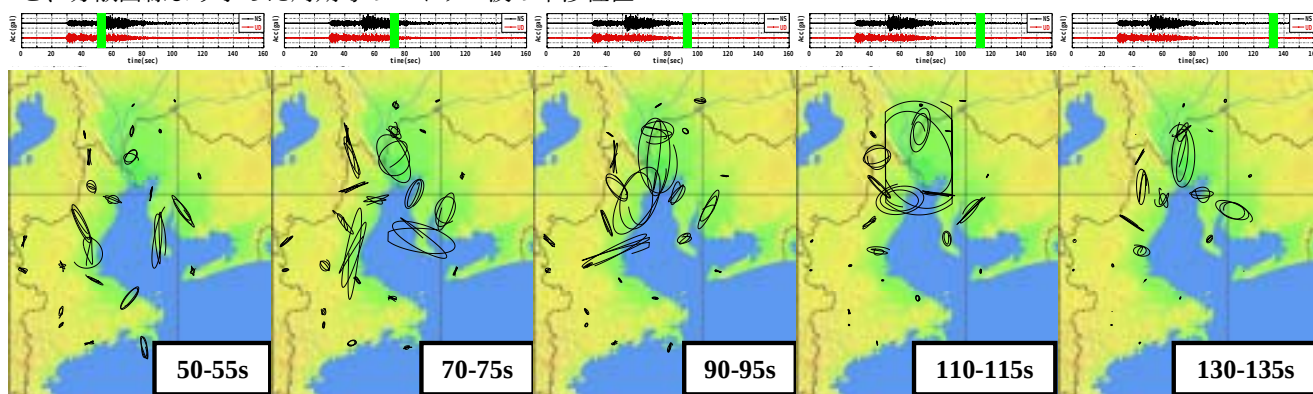


図 16 地震動オービット（中心周期 2 秒のフィルター波・水平動）