関東平野の基盤構造とやや長周期地震動

DEEP UNDERGROUND STRUCTURE BENEATH THE KANTO BASIN AND LONG-PERIOD STRONG GROUND MOTION

纐纈一起*
Kazuki KOKETSU

Strong ground motion records of the 1990 Izu-Oshima, Japan, earthquake had been collected and the record sections of their long-period velocity components were constructed for the comparison with the deep underground structure beneath the Kanto sedimentary basin. These records can be divided into three groups, which are the westernmost part, and the western and eastern coasts of the Tokyo bay, as the waveforms are completely different each other group. This difference is so distinct that future numerical simulations of the long-period records should have the following three stages: two-dimensional simulations will first be carried out individually for each group and the effects of the underground structure beneath the Sagami bay will next be evaluated. Their results will finally be combined into a whole three-dimensional simulation.

1. はじめに

速度型を中心とする広帯域・時計付きの強震計を関東平野に広く整備する努力が、1980年代を通して各機関により続けられてきた。その努力の結果、事実上の「南関東強震計大アレイ」が形作られ、形作られた後に伊豆半島・相模湾方面で発生した地震のうち最大のものが、1990年伊豆大島近海地震である。

よく知られているように（たとえば[1]）、伊豆半島・相模湾方面の浅い地震では周期8秒前後の表面波（Love波）が関東平野で発達する。そこでここでは伊豆大島近海地震の観測記録について、強震データ小委員会に提供いただいた33点のうち記録長の短いもの、隣接点と近いものを除いた24点、および東京電力の6点、東大地震研の5点、気象庁の2点、防災科研・東京学芸大の各1点、合計39点をデータセットとし、やや長周期帯の震動特性と関東平野の基盤構造との関係を調べた。このほか震源近傍の波形を見るため、東大地震研と気象庁の7点を利用した。

なお解析に当たっては、周波数分析や粒子軌跡などの補助的な解析手段を極力用いないように努め、もっぱらバンドパス・フィルターされた波形記録そのものを観察することに主眼を置いた。また、バンドパス・フィルターも可能な限り広い帯域のものを用いるようにこころがけた。

2. 西部地域

図1は1990年伊豆大島近海地震の震央（★印）と、前節で述べた観測点の分布状況を示している。●が強震データ小委員会の観測点、○がそれ以外の機関の観測点を表わし、コードが大文字ならば速度型の、子文字ならば加速度型の強震計が設置されている。また網掛けで塗りつぶした部分は、新第三紀より古い基盤が露頭しているとされている地域である。

波形全体を眺め渡して、その形状の特徴から、各観測点は図1に示した3グループA, B, Cに分けることができる。Aグループは関東平野でももっとも西側に位置し、関東山地や丹沢、箱根などに隣接する

*東京大学地震研究所　助教授・理博　　Assoc. Prof., Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, Dr.Sc.

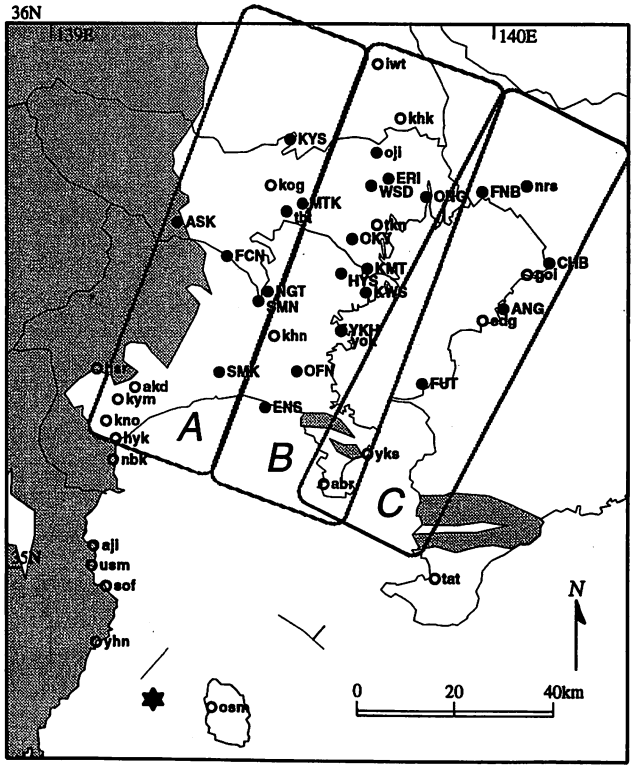

図 1. 1990 年伊豆大島近海地震の震央と強震観測点.

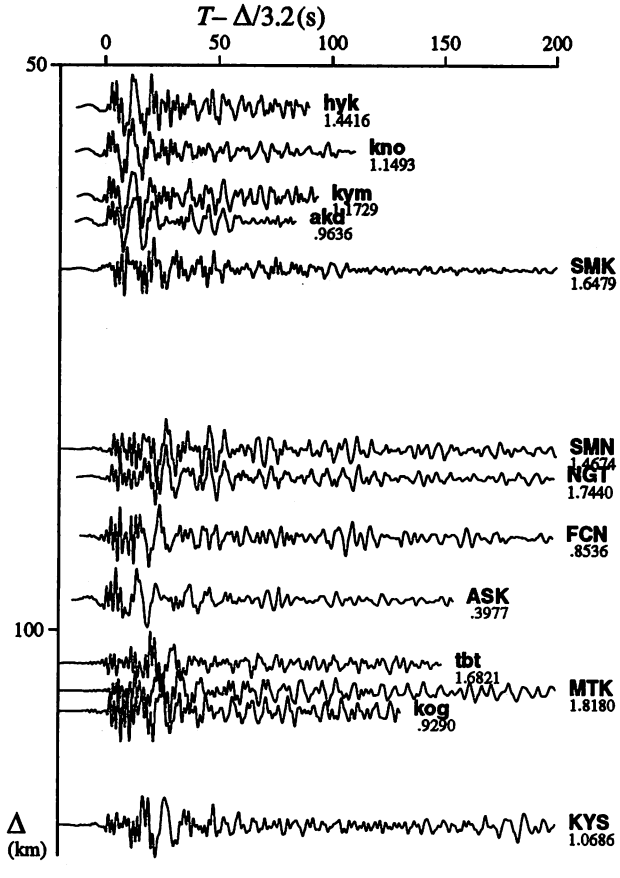

図 2. *A* 地域の速度記録 T 成分（周期 2 秒~10 秒）.

地域である。Love 波ということで速度記録の Transverse 成分（T 成分）を取り、周期 2 秒から 10 秒までのバンドパス・フィルターをかけて、この地域のレコードセクション（図 2）を作った。加速度計の場合は数値的に積分して速度記録とした。すべての記録はそれぞれの最大振幅（観測点コードの下の数値）で normalize しており、3.2 km/s で reduce してある（絶対時刻から Δ/3.2 を引いて時刻としてある: Δ は震央距離）ので、速度 3.2 km/s の位相は直線上に並んで見える。*A* グループに特徴的なのは

1. 表面波は 1, 2 サイクル程度で孤立しており、比較的短周期である。
2. こうした孤立した形の表面波が繰り返し現われ、SMK から ASK の間では 4, 5 回、全点を通しても 2 回は現われる。
3. 表面波第 1, 2 波の走時は ASK がもっとも早く、南北に離れるに従って遅くなる。
4. FCN と ASK の間（東京・神奈川県境）を境に表面波第 1 波の形状が変化する。

という点にある。孤立表面波がどこまで遡れるか確かめるため、図 3 では震央付近からその北側 70 km の間に分布する東大地震研と気象庁の記録を集めてプロットしてみた。途中の観測点で記録が短く追い切れない所もあるが、第 1, 2 波は震央近傍の osm まであるように見える。

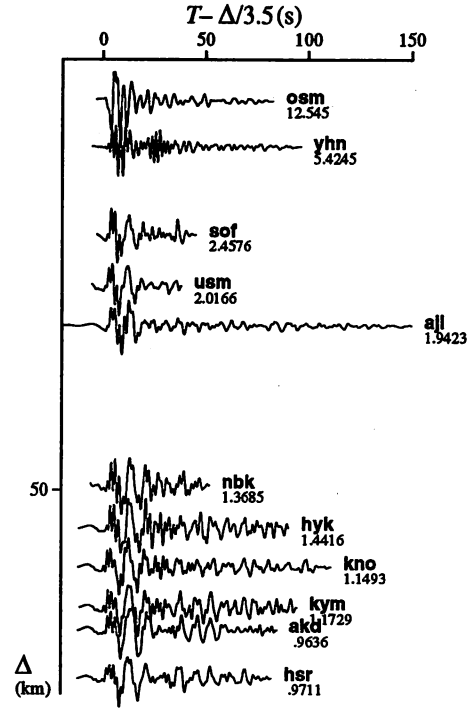

図 3. 震央近傍の速度記録 T 成分（周期 2 秒~10 秒）.

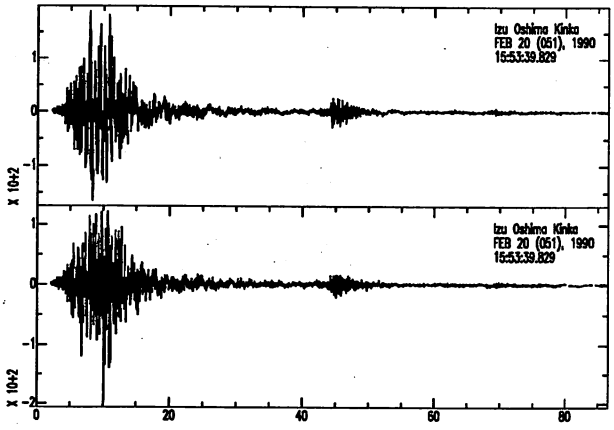

図 4. osm の加速度原記録.

実際、図 4 の加速度原記録を見ると（上が南北、下が東西成分）、明らかに主要動の約 40 秒後に別のイベントが発生しており、これが第 2 波の元になっている可能性も考えられる。

第 1, 2 波の走時が ASK でもっとも早く、南北に離れるに従って遅いということは、座間 [2] が指摘するようにこれらが関東山地側を伝播し、ASK 付近で平野に出て来て新たに東向きに伝播したと解釈することが可能である。しかし、では相模湾から直接伝播する波はどこへ行ってしまったのかなど別の疑問も考えられ、詳細はシミュレーションの結果を待つことになろう。

こうした第 1, 2 波に対して、第 3, 4 波は観測点ごとであまり走時が変化していないようにも見える。そうなると第 3, 4 波には別の生成メカニズム、たとえばこの付近の自然地震や人工地震の観測で見つかっている実体波の重複反射 [3] などを考える必要があるかも知れない。

3. 東京湾西岸

東京湾西岸地域（図 1 の *B* 地域）は観測点が多いだけでなく、東京都区部や横浜・川崎市などを含む人口密集地であり、南関東においてももっとも興味の集まる地域である。この地域における周期 2 秒から 10 秒の速度記録 Transverse 成分のレコードセクションを図 5 に示した。ここでも各記録は 3.2 km/s で reduce してある。また実体波の走時が隣接の観測点と整合するように時刻を修正した記録は、その観測点コードに*が付けてある。*B* グループの特徴をまとめると

1. 周期 8 秒前後の表面波著しく発達し、波群全体の継続時間が 100 秒にも達する。

2. YKH までは波群の前半が中心となっているが、KWS 以北では後半が発達してきて波群の中に第二、第三の位相が見えてくる。

3. YKH の波群の最後に単純に説明することが難しい位相がある。

ということになろう。

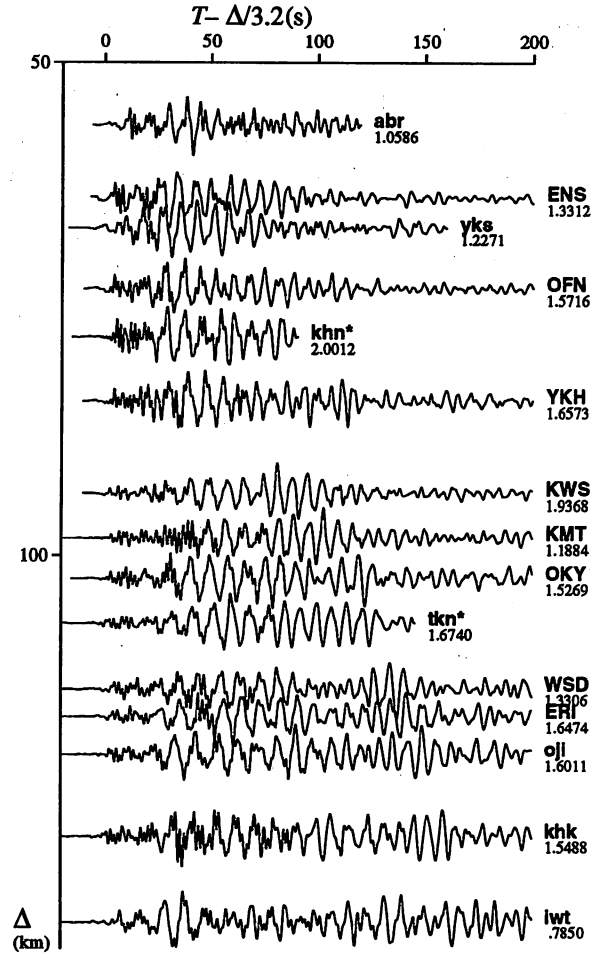

図 5. *B* 地域の速度記録 T 成分（周期 2 秒~10 秒）.

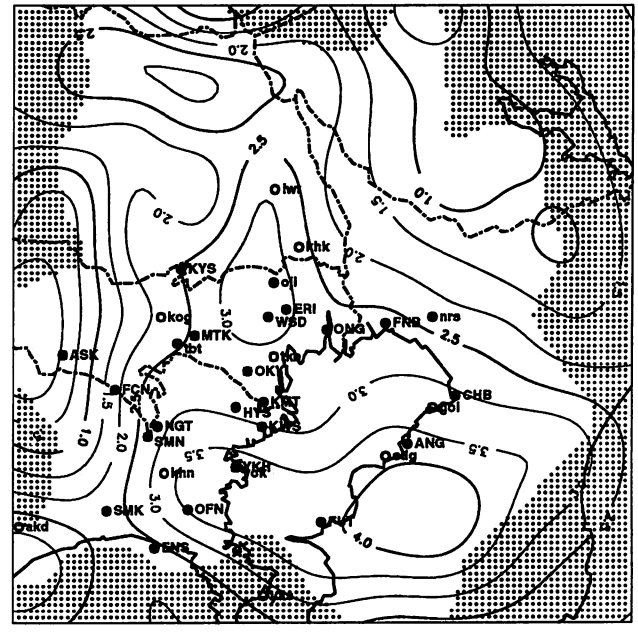

図 6. 基盤の深度分布と強震観測点.

図2と図5を比較して見れば、*A*グループと*B*グループとの間の波形の変化がいかに劇的であるかは明らかであろう。しかもその変化は、東西方向のほんのわずかな位置の変化で起きている。神奈川県内の観測点ではkhnが*B*グループに属しているのに対して、そこからわずかに西にあるNGT, SMNではもう*A*グループの波形しか見えない。屈折法探査から得られている基盤深度[4]（図6）は、これら観測点の間で3 kmから2.5km程度と西向きに浅くなっているが、波形の劇的な変化に対応するような急激な変化は見られない。また、この付近の地下構造の急激な変化として思い到るのは、都内では見られず神奈川県内に特徴的に現われる4.8 km/s層（P波速度）[5]との関係であるが、その出現位置は*A*, *B*の境界よりさらに東側にあり、直接的に関係付けるのは難しいように思える。

さらに注目すべきは、*B*グループの波形的特徴である長い表面波波群が相模湾岸のabr, ENSですでに見えている点であり、相模湾内の地下構造も*A*, *B*両地域および房総半島tat付近に区分される可能性を示唆している[6]（図7）。たとえば相模湾で実施された海底地震計とエアガンによる屈折法探査[7]では、西向きに基盤が浅くなる地下構造が得られており（図8）、強震記録が示唆するものと調和的である。

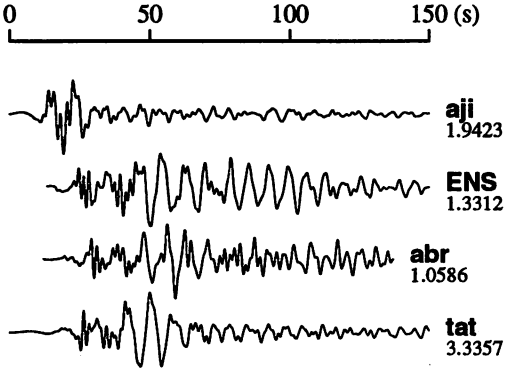

図7. 相模湾岸の速度記録T成分（周期2秒~10秒）.

*B*グループの波形の第二の特徴は、表面波波群の波形の変化である。YKHまでは波群の前半が中心となっていて比較的単純な分散性の波形をしているが、KWS以北へと伝播するに従い波群の後半部分が発達してきて、波群の中に第二、第三の位相が見えてくる。こうした複雑な表面波波形の変化を数値シミュレーションで再現しようとする努力は、山中・他[8,9]の一連の論文に著しい。彼らの1986年伊豆大島近海地震に対する差分法の結果によれば、相模湾の地下構造に不明な点が多いために震源から完全にシミュレーションすることは困難であるが、たとえばENSの観測記録を既知の陸上部分の入力することにより、

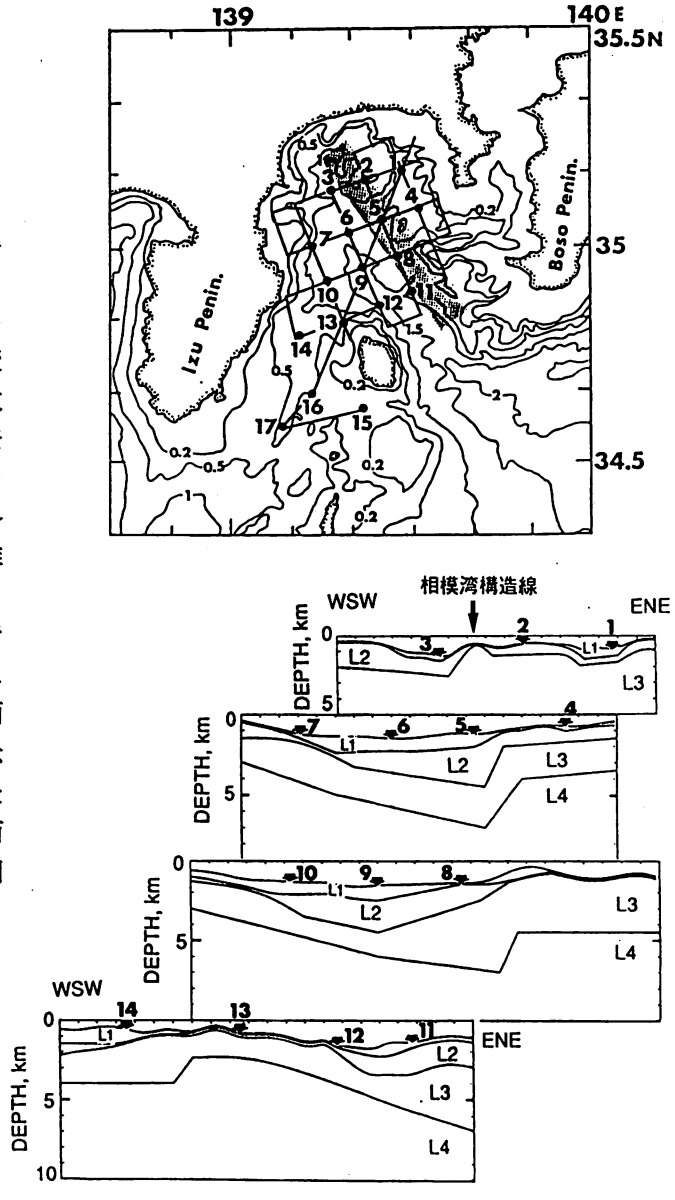

図8. 相模湾における地震探査の結果.

2次元モデルでもかなりの精度でシミュレーションできることが示された（図9）。それでも遠方の江東地区（図9ではMNS）での再現性はもうひとつで、これは3次元的な地下構造の影響とされた。

一方、年縄・他[10, 11]は2次元および、鉛直方向の振幅分布を水平成層における表面波の固有関数の組み合わせで近似して簡略化した3次元の有限要素法を用いて、1990年伊豆大島近海地震の強震記録をシミュレーションした。彼らもやはり相模湾の問題を回避するため、ENSでの記録を入力波とする手法を用いているが、その結果においても2次元モデルが比較的良い結果を与えている。しかしKWSにおける表面波波群の長い継続時間を説明するためには、横浜付近で深い3次元的な堆積盆地構造が必要であり、そこで表面波がトラップされ発達することによりKWSの記録が再現できるとした。

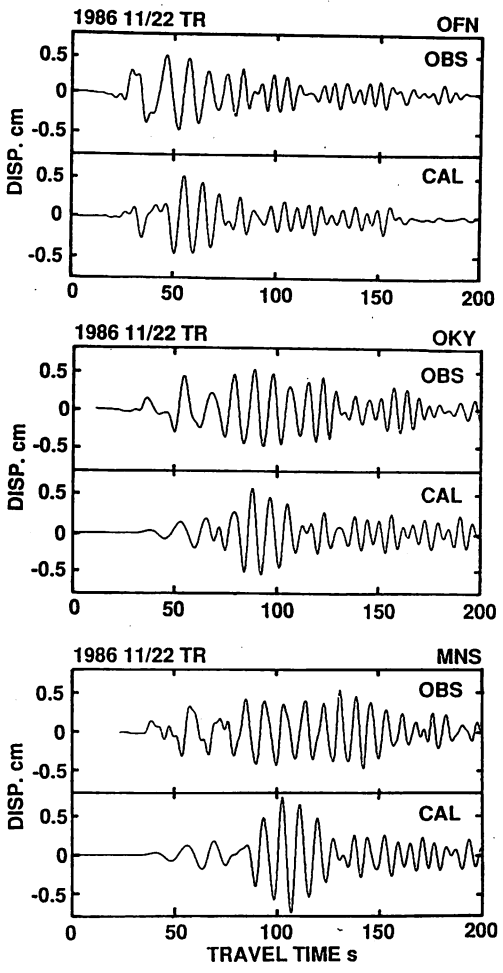

図 9. 1986 年伊豆大島近海地震記録のシミュレーション.

このほか 3 次元モデルで特徴的な結果として、西側の丹沢山地方面の基盤露頭部分で反射された表面波が見られる点が挙げられている。同様の反射波は久田・他 [12] が山地部分と堆積盆地部分、ふたつの水平成層構造をつなげたモデルで指摘しており、久田・他はこれが 1980 年伊豆半島沖地震の東京・横浜の記録における長い継続時間の原因であるとしている。しかし、A, B 地域おける 1990 年伊豆大島近海地震の記録（図 2, 図 5）を見る限り、両者の表面波波形のあまりに著しい違いばかり目に付いてしまい、反射波の伝播を指摘するのは非常に困難である。また座間 [2] によれば、SMN, NGT, FCN の表面波第 3, 4 波は MTK などを経由して OKY や ERI に伝播しているとされているが、これも同様に確認することは非常に困難であると言わざるを得ない。

B 地域の最後に、YKH に見える特異な位相を指摘しておく。YKH の表面波波群の最後に現われる位相は前後の観測点に見られず、しかも走時もかなり遅れている。図 10 に示すように気象庁の yok でも見られることから、確実に存在しているようであり、今後の検討課題となろう。なお、北側の観測点を KWS から HYS に置き換えると、位相としてつながるようにも見える点も併せて指摘しておく（図 11）。

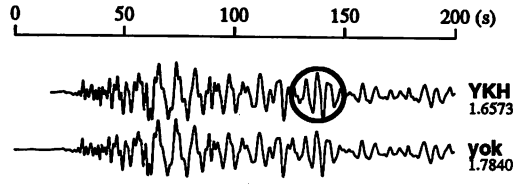

図 10. YKH, yok に見られる特異な位相.

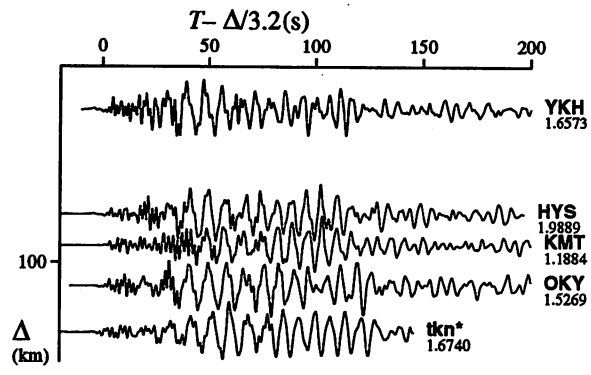

図 11. YKH, HYS 周辺の速度記録.

4. 東京湾東岸

東京湾の東岸（図 1 の C 地域）は西岸に比べると観測点が少なく、図 12 に示した速度記録 Transverse 成分のレコードセクションもやや迫力に欠ける。図 2, 図 5 と同様に周期 2 秒から 10 秒のバンドパス・フィルター処理を行ない、各記録を 3.2 km/s で reduce してあるので両者と比較すると、次のような特徴が挙げられる。

1. 基本的に表面波波群の発達する B 地域に類似しており、特に FUT は B グループの波形によく似ている。

2. 北へ伝播していくにつれ表面波は、継続時間が 20~30 秒で大きな振幅を持った孤立波群的形状を持つようになる。

3. 東京湾を北側に回り込んだ FNB, nrs では東岸沿いの波群だけでなく、西岸を伝播してきたと思われる波群も現われる。

東京湾に入って東岸の最初の観測点である FUT の記録は、同じような震央距離の西岸観測点 YKH の記録と、波群末尾の特異な位相を除いてよく似ている。したがって震央方向の延長上にある abr, yks と併せ、C 地域のこの付近までは B 地域と同様の地下構造を想定してかまわないであろう。しかし sdg, ANG, goi, CHB と北上するに従い、100 秒にも及ぶ表面波波群が 20~30 秒程度の長さにコンパクトまとまってきて、しかも 2 kine を越える大振幅を維持し続けている。

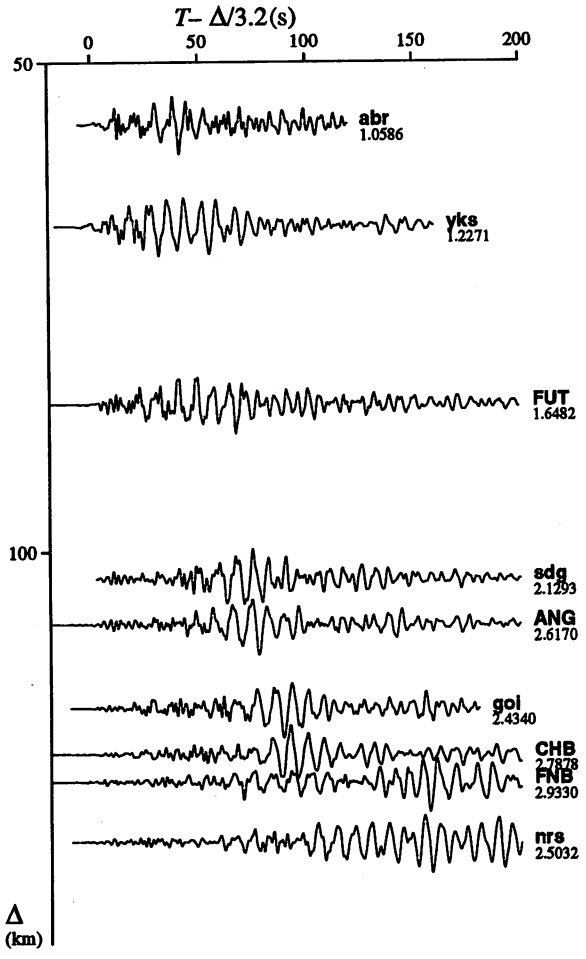

図 12. *C*地域の速度記録 T 成分（周期 2 秒~10 秒）.

シミュレーションが実際に行なわれているわけではないので、こうした東京湾北部東岸の波形的特徴の具体的な原因を述べることは難しい。

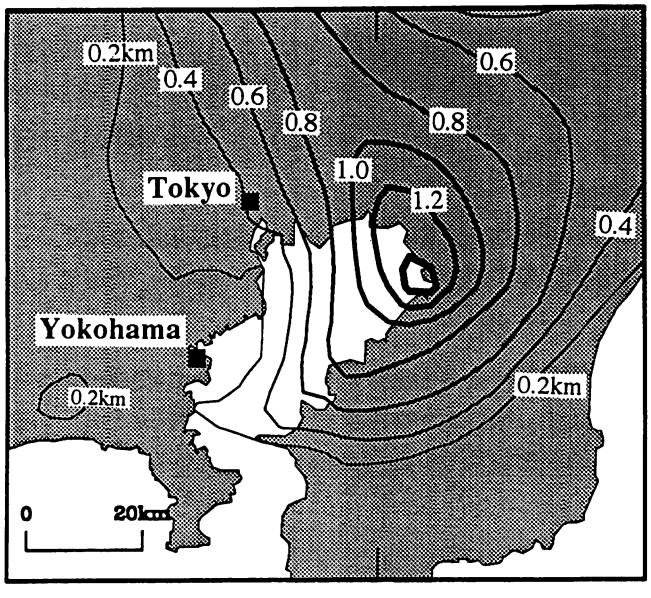

図 13. 第四紀層の厚さ分布 [13]（図面は [14] による）.

しかし、ひとつ考えられるものとして、屈折法探査で得られている堆積層 2 層のうち、速度が遅く浅い部分の第四紀層がこの付近でもっとも厚くなっている点が挙げられる [13]（図 13）。

このほか、東京湾の北側 FNB, nrs で東京湾東岸だけでなく西岸を伝播した表面波波群も見えるという点も、現時点では仮説でしかない。これらの観測点では、CHB までの記録を支配する孤立波群から数十秒遅れて、別の波群が現われる。しかもこの波群は非常に振幅が大きいため、*C*地域本来の孤立波群を suppress してしまっているが、図 14 のように拡大すれば孤立波群も見ることができる。

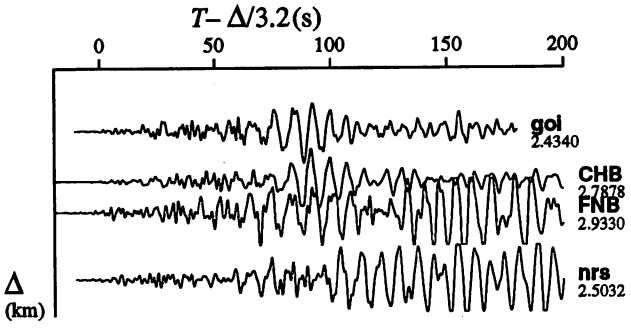

図 14. 東京湾北側の速度記録（FNB, nrs は拡大済み）.

FNB, nrs において新しい波群が突然現われる原因として、今のところ思いつくのは東京湾西岸を伝播してきた表面波だけであるので、これを現時点での仮説としているわけだが、波動論的にこうしたメカニズムが可能であるか否かについては傍証がある。たとえば加藤・他 [14] は関東平野の基盤構造から Love 波の位相速度分布を作り、その上で 1980 年伊豆半島沖地震に対してレイトレーシングを実行することにより図 15 の波線図を求めた。

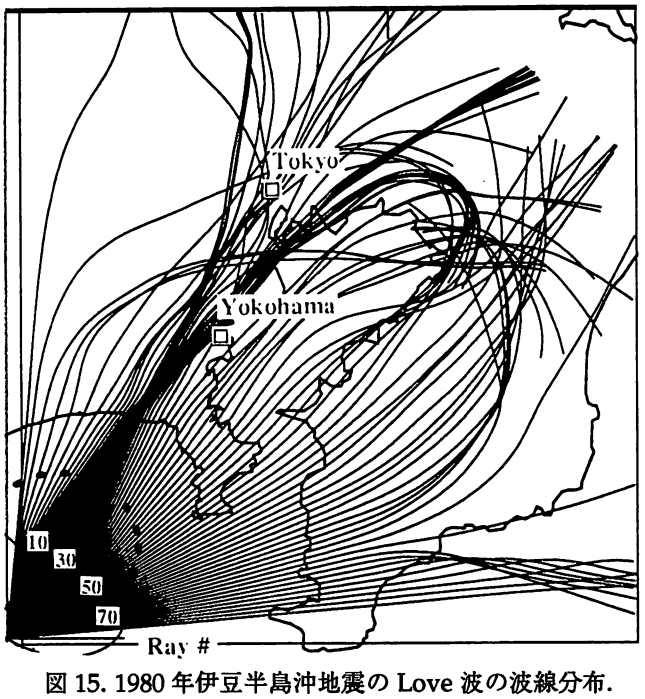

図 15. 1980 年伊豆半島沖地震の Love 波の波線分布.

東京湾の北側では明らかに西岸と東岸両方の波線が到達しており、以上に述べてきた仮説の可能性を示している。

なお、ふたつの表面波波群が見える地域は FNB, nrs に限られており、さらに西に行って東京都区部に入ると、もっとも東側にある観測点 ONG でも図 16 に示すように Bグループの特徴しか示していない。

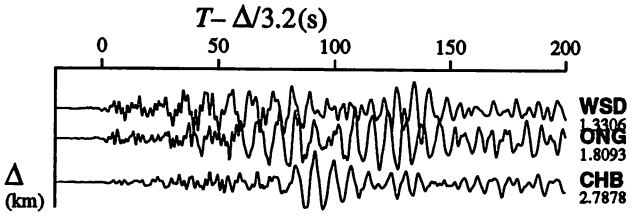

図 16. ONG と WSD, CHB の比較.

5. 今後シミュレーションすべきもの

諸機関の協力により、以上述べてきたような強震記録が集められた。今後はこうした記録をシミュレーションして、理論的に再現する試みが行なわれるであろう。しかし、A, B, C地域ごとの波形の違いが予想以上に大きく、また相模湾の問題も地下構造データが少ないために困難が予想され、そうした試みは次のような三段階とならざるを得ないと思われる。

1. A, B, C各地域の波形の違いを確実に再現する関東平野の2次元シミュレーションをまず行なう。B地域においては山中・他などの努力により、シミュレーションによる再現がかなりの程度に進んでいるが、レコードセクションとしての再現性をさらに確認する必要があろう。

2. 次に入力地震波に対する相模湾の地下構造の問題を解決し、震源から通した2次元シミュレーションを実現する。

3. 関東平野・相模湾で得られた2次元構造を連結して3次元構造を求め、3次元特有の現象、堆積盆地における表面波のトラップ、表面波の東京湾西回り・東回りなどをシミュレーションする。

謝辞

瀬尾主査からの依頼は新しいシミュレーション結果をということでしたが、筆者の力不足で以上のような内容になってしまいました。お許しいただければ幸いです。

記録の収集・整理に当たっては以下の機関、個人のご協力をいただきました。記して感謝致します（順不同・敬称略）。

日本建築学会強震データ小委員会、東工大総理工瀬尾研究室、東大地震研強震観測部、東京電力原子力研究所、気象庁、防災科研木下研究室、東京学芸大山崎研究室、瀬尾和大、工藤一嘉、植竹富一、武尾　実、木下繁夫、藤原広行、山崎謙介、栗田勝実、高橋克也、小林孝至、小林喜久二。

また座間信作氏（消防研）、藤原広行氏（防災科研）との議論は本論をまとめるに当たって有益でした。

参考文献

[1] 瀬尾和大, 佐間野隆憲, 山中浩明: 関東平野における屈折法地下深部探査, 物理探査, Vol.43, pp.418~429, 1990.

[2] 座間信作: 1990 年 2 月 20 日伊豆大島近海地震の東京湾周辺におけるやや長周期地震動特性の再検討, 消防研究所報告, No.73, pp.1~12, 1992.

[3] 瀬尾和大: 深い地盤の震動特性を探る, 第 13 回地盤震動シンポジウム, pp.27~34, 1985.

[4] K. Koketsu and S. Higashi: Three-dimensional topography of the sediment/basement interface in the Tokyo metropolitan area, central Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.82, pp.2328~2349, 1992.

[5] 山中浩明, 瀬尾和大, 佐間野隆憲, 翠川三郎, 嶋悦三, 柳沢馬住: 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査 (3), 地震 2, Vol.41, pp.527~539, 1988.

[6] 山中浩明, 丹羽正徳, 瀬尾和大, 佐間野隆憲: 相模灘周辺の S 波速度構造に関する一考察, 地震学会講演予稿集, No.2, pp.149, 1992.

[7] 西澤あずさ, 金澤敏彦, 岩崎貴哉, 島村英紀: 海底地震探査による相模湾地域の上部地殻構造 (2), 地震学会講演予稿集, No.2, pp.217, 1991.

[8] H. Yamanaka, K. Seo and T. Samano: Analysis and modeling of long-period ground motion in the Kanto plain, Japan, *Proc. 4th Int. Conf. Seismic Zonation*, Vol.2, pp.75~82, 1991.

[9] H. Yamanaka, K. Seo and T. Samano: Analysis and numerical modeling of surface-wave propagation in a sedimentary basin, *J. Phys. Earth*, Vol.40, pp.57~71, 1991.

[10] 年縄　巧: 大規模堆積盆地におけるやや長周期地震動に関する 3 次元地盤震動解析, 東工大博士論文, 140pp., 1992.

[11] T. Toshinawa and T. Ohmachi: Love-wave propagation in a three-dimensional sedimentary basin, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.82, pp.1661~1677, 1992.

[12] Y. Hisada, K. Aki and T.-L. Teng: 3-D simulations of surface wave propagation in the Kanto sedimentary basin, Japan. Part 2: Application of the surface wave BEM, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.83, pp.1700~1720, 1993.

[13] 垣見俊弘, 衣笠善博, 木村政昭: 後期新生代地質構造図　東京, 1973.

[14] K. Kato, K. Aki and T.-L. Teng: 3-D simulations of surface wave propagation in the Kanto sedimentary basin, Japan. Part 1: Application of the surface wave Gaussian beam method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.83, pp.1676~1699, 1993.