

特集論文(阪神・淡路大震災)

1995年兵庫県南部地震で得られた
強震記録の最大地動ならびに波動特性神山 眞¹・松川忠司²¹正会員 工博 東北工業大学教授 工学部土木工学科 (〒982 仙台市太白区八木山香澄町35-1)²正会員 東北工業大学助手 工学部土木工学科 (〒982 仙台市太白区八木山香澄町35-1)

1995年兵庫県南部地震で得られた強震記録を用いて最大地動ならびに地震波動特性が議論される。特に、地震波動特性の考察では地表で得られた強震記録のみならず、ポートアイランドで得られた鉛直アレー強震記録に対して、非定常スペクトル解析、相互相関解析など種々の解析が施される。最初に、最大地動の観点からは、兵庫県南部地震はその地震規模に応じた平均的な地震であることが指摘される。次に、ポートアイランドの鉛直アレー記録の解析から、ここでの強震動が実体波と表面波の混在した複雑な特性を有することが明らかにされる。このうち、表面波は一般に存在する「後揺れ」部の長周期帯でなく、周期0.5秒程度の短周期帯で主要動部において存在することが指摘される。

Key Words : Hyogoken-nanbu earthquake, strong-motion records, array observation system, strong-motion peaks, body waves, surface waves

1. はじめに

1995年1月17日午前5時46分発生 of 平成7年(1995年)兵庫県南部地震 ($M_j=7.2$) は戦後最大の被害をもたらした。あらゆる種類の構造物に被害がおよび、人的被害も死者6000名を越えた。この未曾有の大都市直下地震による大震災はこれまで培われてきた耐震神話を大幅に覆えすとともに、地震工学における真の学問的課題は何かということを改めて問うているように思える。

それまでの想像を越える甚大な震災をもたらしたものの、一方では、この地震によりこれらの課題を解決するに足る多くの貴重な資料が得られているのも事実である。とりわけ、震源断層の近傍で強震記録が得られたこと、大規模な液状化発生が確認されているポートアイランドで鉛直アレーによる強震記録が得られていることは特筆すべきことである。周知のように、地震被害は震源、地震波の伝播経路、ローカルサイト、構造物の応答など様々の要因の連成によりもたらされる。従って、この地震により得られたこれらの強震記録は地震被害の原因解明のための貴重な情報を提供していると考えられる。

ここでは、これらの強震記録にみられる最大地動の大きさ、非定常スペクトル特性などに注目しながら、

1995年兵庫県南部地震における地震動の波動特性について論じる。特に、地震被害の原因を原点に戻って考える観点から、ポートアイランドの鉛直アレー強震記録にみられる地震波動について詳しく考察する。

2. 最大地動のアテニュエーション特性

地震被害と地震動との関係を論じる際には何といても最大地動の大きさを確認しておく必要がある。特に、1995年兵庫県南部地震が何故このような甚大な被害をもたらしたかを解明するには、過去の被害地震による被害程度と最大地動との関係に照らして、1995年兵庫県南部地震の被害程度と最大地動との関係を相対的に把握しておくことが必要と考えられる。そのためには、1995年兵庫県南部地震により得られた実測最大地動を過去の地震から経験的に知られている最大地動のアテニュエーション式と比較することが有効と考えられる。以上から、1995年兵庫県南部地震により得られた強震記録の波動特性に関する考察に先立ち、これらの記録の最大地動の大きさについて検討する。

(1) 取得された強震記録と最大地動

今回の地震では震源近傍に観測点を持つ気象庁と関西地震観測研究協議会によりデジタル強震記録がいち早く公開された。これらの記録は気象庁によるものが87型強震計で得られた加速度記録、関西地震観測研究協議会によるそれが広帯域速度計で得られた速度記録と異なるものの地震断層近傍の記録を含む極めて貴重なものである。その他、JR、運輸省、大坂ガスなどによりアナログ波形もしくは最大加速度値が公表されている。最大加速度のアテニュエーションに限った検討ではそれらの公表されている最大値を含めることもできるが、精度保障の観点から、ここでは筆者らが現在得ているデジタル記録を主に最大値のアテニュエーション特性を検討する。ただし、JRの記録のうち、JR総研が波形処理して最大加速度とともに最大速度、最大変位を公表している地震断層近傍の最大値¹⁾も含めることにする。ここで、最大値のアテニュエーション特性に用いた記録をまとめると以下の通りである。

- 気象庁 (神戸海洋気象台, 大阪, 岡山, 彦根, 福井, 舞鶴, 鳥取の観測所)
- 関西地震観測研究協議会 (神戸大, 阿倍野, 弥栄, 福島, 森河内, 堺, 忠岡, 千早)
- JR (鷹取, 西明石, 新大阪SS, 新大阪CTC, 宝塚, 加古川)
- 神戸市(ポートアイランド)

上記のように、関西地震観測研究協議会の記録のうち振幅が飽和している神戸本山と尼崎の記録はここでは除外している。また、ポートアイランドの記録は明らかに液状化の影響が認められること、鉛直アレーであることから後に詳細に検討するので、以下の最大地動の考察では対象外とする。上記の観測点のうち震源に比較的近い観測点と余震分布から推定された地震断層の地表投影線の位置関係を図-1に示す。図-1のように、ここでの観測点は震源に対して比較的種々の方位にばらついていることがわかる。

強震記録の最大値では従来、最大加速度が主に注目されてきた。しかし、今回の兵庫県南部地震を含めて最近の被害地震の経験から最大加速度のみならず最大速度、最大変位も考慮した総合的な最大値アテニュエーション特性が必要と考えられる。そこで、筆者らがデジタル記録を得ている強震記録について数値計算により加速度、速度、変位記録を求め、それらの記録の最大値のアテニュエーション特性を検討した。

上述のように、気象庁の原記録が加速度記録、関西地震観測研究協議会のそれが速度記録であるが、

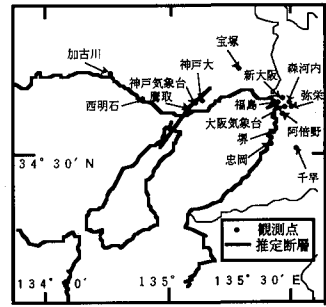


図-1 強震記録観測点

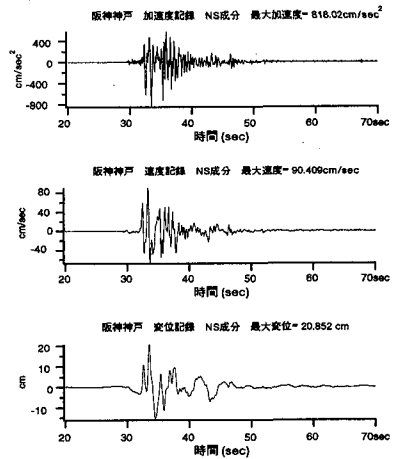


図-2 加速度、速度、変位記録の例

ここでは原記録に対して周波数領域で微分、積分を行ない、加速度、速度、変位記録を求めた。その際、通過帯域0.1~25Hzの両端にコサインテーパーを付したバンドパスフィルターで濾波した。このような数値計算による加速度、速度、変位記録の例を図-2に示す。図-2は神戸海洋気象台のNS成分の例である。このように求められる記録から最大値を読み取り、最大加速度、最大速度、最大変位を各記録に対して算定した。これらの最大値は成分毎に求められるが、ここでは水平成分のみを対象にアテニュエーション特性を検討する。なお、水平成分の最大値はその方位により変動するが、ここでは原記録の成分をそのまま用いて、直交する2水平成分を別個のデータとして取り扱う。

最大地動のアテニュエーションを検討する際、震源からの距離をいかに測定するかが問題になるが、ここでは地震断層の破壊過程をより良く考慮できるように、従来から多用される震源距離や震央距離に

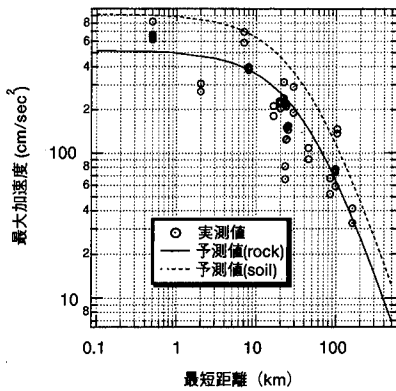


図-3 最大加速度のアテニュエーション

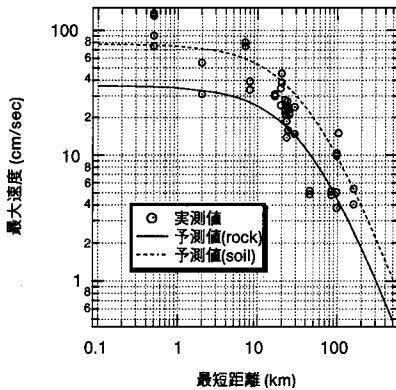


図-4 最大速度のアテニュエーション

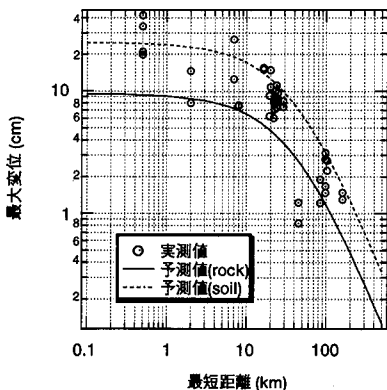


図-5 最大変位のアテニュエーション

代わり震源断層と観測点の最短距離を用いた。図-1を参照して各観測点と地震断層との最短距離も求め、これをパラメータに最大加速度、最大速度、最大変位のアテニュエーションをプロットしたのが図-3、

図-4、図-5である(実線、点線については後述される)。これらの図から程度の差こそあれ、最大加速度、最大速度、最大変位のいずれも地震断層に近くなるにつれ振幅が一定値に漸近する傾向がみられる。

(2) 最大地動の半経験的アテニュエーションモデル

図-3, 4, 5に示す最大地動のアテニュエーション特性を過去の地震によるそれと比較するため既往のアテニュエーション予測式を用いて考察する。これまで最大地動のアテニュエーション予測式は非常に多く提案されている。しかし、震源断層からの最短距離をパラメータとして最大加速度、最大速度、最大変位のアテニュエーションを総合的に与える予測式はAnnaka and Nozawa²⁾を除きほとんど提案されていない。Annaka and Nozawaでは、いわゆる基盤のアテニュエーション式が提案されている。一方、筆者の一人はこれら三つの最大地動を対象に震源断層と観測点地盤の影響を考慮した半経験的予測式を発表している³⁾。ここでは、この予測式の距離パラメータを最短距離に変換する方法を述べるとともに、この変換式により図-3, 4, 5の最大地動のアテニュエーションを考察する。

Kamiyama et al³⁾は一般に多用される簡単な距離パラメータの震源距離を用いて、これに地震断層理論の知見を結びつけ、最大加速度、最大速度、最大変位に関する半経験的アテニュエーションモデルを提案している。このモデルは震源距離方向に円形の地震断層面(中心が震源)が存在し、かつこの断層面上で最大地動は一定値を示すものと仮定している。彼らはこのモデルを日本で得られた357個の水平成分の強震記録(82地震, 33観測点)に適用して次のようなアテニュエーション式を求めている。

$$a_{\max}(i, M, r) = 518.9 \times AMP_i(a) \quad \text{for } (r \leq 10^{0.014+0.218M}) \quad (1)$$

$$a_{\max}(i, M, r) = 547.6 \times 10^{0.358M} \times r^{-1.64} \times AMP_i(a) \quad \text{for } (r > 10^{0.014+0.218M}) \quad (2)$$

$$v_{\max}(i, M, r) = 2.879 \times 10^{0.153M} \times AMP_i(v) \quad \text{for } (r \leq 10^{0.014+0.218M}) \quad (3)$$

$$v_{\max}(i, M, r) = 3.036 \times 10^{0.511M} \times r^{-1.64} \times AMP_i(v) \quad \text{for } (r > 10^{0.014+0.218M}) \quad (4)$$

$$d_{\max}(i, M, r) = 0.189 \times 10^{0.236M} \times AMP_i(d) \quad \text{for } (r \leq 10^{0.014+0.218M}) \quad (5)$$

$$d_{\max}(i, M, r) = 0.200 \times 10^{0.594M} \times r^{-1.64} \times AMP_i(d) \quad \text{for } (r > 10^{0.014+0.218M}) \quad (6)$$

表-1 観測点による増幅率

番号	観測点	増幅率 AMP		
		加速度	速度	変位
1	新藤	2.46	3.21	3.51
2	千代田	2.03	2.36	3.13
3	十勝	2.02	1.60	2.25
4	新潟	0.99	0.61	0.79
5	磐石谷	3.90	6.66	7.41
6	苫小牧	2.11	2.14	2.76
7	青森	2.91	3.44	2.59
8	青森	1.92	3.67	4.93
9	八戸	1.25	1.61	2.38
10	青森	1.27	1.30	4.06
11	夜吉	2.44	1.29	1.46
12	大船渡	1.56	1.19	1.59
13	釜石	2.44	3.46	2.30
14	平	1.74	2.43	3.03
15	新羽根	1.27	2.37	2.54
16	鹿島野原(津波浸没)	1.56	2.75	2.75
17	鹿島(土研)	1.39	2.35	1.95
18	利根ESD	1.14	2.70	3.87
19	小見川	1.24	2.70	5.13
20	千葉	1.64	2.45	4.29
21	山下家	1.19	1.73	1.78
22	鎌倉崎	2.11	1.80	1.86
23	舞合C	0.27	0.35	0.37
24	碓氷川	0.27	0.33	0.35
25	鹿島	3.49	2.70	2.56
26	鹿島	1.16	1.33	1.21
27	相馬	2.71	1.54	1.30
28	品川	1.69	2.71	2.17
29	小笠原	1.86	1.56	2.00
30	秋田	1.44	2.00	2.81
31	千葉	1.46	2.62	2.38
32	日立新野	2.13	1.35	0.51
33	青森遠野	1.61	1.62	1.78
	平均	1.778	2.149	2.630
	標準偏差	0.778	1.149	1.630

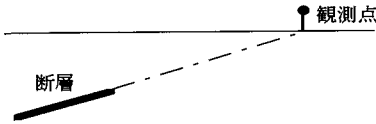


図-6 断層と観測点の模式図

ここに、 a_{max} 、 v_{max} 、 d_{max} はそれぞれ最大加速度 (gal)、最大速度 (cm/sec)、最大変位 (cm)、 M = JMAマグニチュード、 r = 震源距離 (km)、 i = 観測点識別番号、 $AMP_i(a)$ 、 $AMP_i(v)$ 、 $AMP_i(d)$ = 観測点による増幅率。

式 (1) ~ (6) の $AMP_i(a)$ 、 $AMP_i(v)$ 、 $AMP_i(d)$ は Kamiyama et al.³⁾ が解析対象とした33観測点について求められているが、それをまとめたのが表-1である。これらの観測点毎の増幅率は地盤構造と一定の相関があることが神山⁴⁾ によって明らかにされている。

式 (1) ~ (6) の妥当性はロマプリータ地震などの諸外国での最近の地震動観測データに基づき示されているが、ここではこのモデルの仮定と解析に用いているデータとの関係から式の適用範囲について改めて議論をしてみる。図-6はこのモデルで仮定している円形断層と観測点との関係を模式的に断面図として示したものである。図-6に示すように、このモデルは観測点と震源を結ぶ方向が断面と一致することを仮定している。この仮定は地震断層が低角のディップアングルを有するとき、観測点が断層から一定程度離れていても成立すると考えられる。逆に、ディップアングルの大きい地震断層や震源距離の小さい観測点ではこの仮定は成立しないことにな

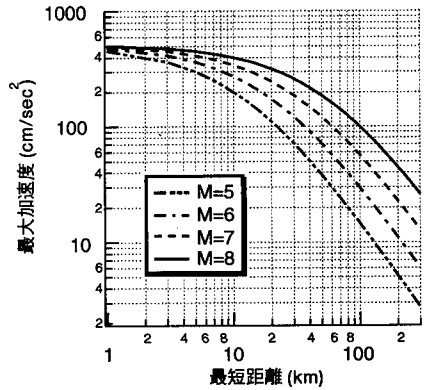


図-7 最大加速度のアテニュエーションモデル

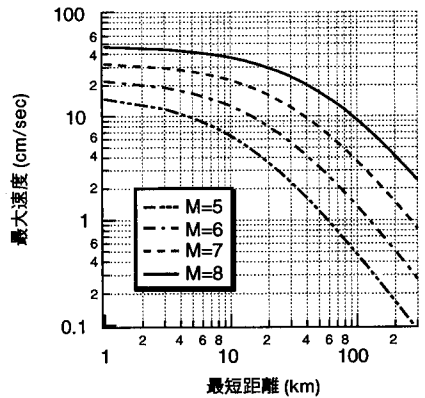


図-8 最大速度のアテニュエーションモデル

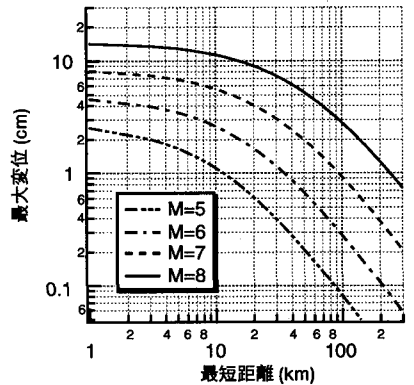


図-9 最大変位のアテニュエーションモデル

る。従って、このモデルはこのような基本仮定にマッチするデータに適用される必要がある。一方、Kamiyama et al.³⁾ が解析に用いた357個の強震記録

は大半が日本近辺の海洋型地震による震源距離の比較的大きい条件によるものである。ところが、日本近辺の海洋型地震は低角逆断層の特性をもつものが多いことが知られている。この知見を考慮すれば、Kamiyama et al.³⁾ の用いたデータはその基本仮定を定性的に満足していると考えられる。しかし、以上のような仮定を用いているので、式(1)～(6)の厳密な意味での適用は仮定にマッチする観測点データに限られることになる。そこで、任意の観測点条件に適用可能なように観測点と地震断層面との最短距離を導入する。いま、断層破壊伝播の方向性を無視して、最大地動パラメータは観測点と断層面との成す見込み角には関係なく、観測点と断層面との最短距離のみによってその距離減衰が支配されると仮定する。このような付加的な仮定を設けると、式(1)～(6)の震源距離 r を断層の特性長を考慮して観測点と断層面との最短距離 R で置き換えれば、このように置換された式は任意の観測点のデータに適用できることになる。この場合の震源距離 r は最短距離 R で次のように置換される。

$$r = R + 10^{0.014 + 0.218M} \quad (7)$$

結局、観測点と断層面との最短距離 R を用いた任意の地震条件に適用可能なアテニュエーション式は次のように与えられる。

$$a_{\max}(i, M, R) = 547.6 \times 10^{0.358M} \times (R + 10^{0.014 + 0.218M})^{-1.64} \times AMP_i(a) \quad (8)$$

$$v_{\max}(i, M, R) = 3.036 \times 10^{0.511M} \times (R + 10^{0.014 + 0.218M})^{-1.64} \times AMP_i(v) \quad (9)$$

$$d_{\max}(i, M, R) = 0.200 \times 10^{0.594M} \times (R + 10^{0.014 + 0.218M})^{-1.64} \times AMP_i(d) \quad (10)$$

図-7～図-9は式(8)～(10)の最短距離による最大加速度、最大速度、最大変位のアテニュエーションを代表的地震マグニチュードについてプロットしたものである。これらは $AMP_i(a, v, d) = 1$ として基盤の値として示している。これらの図から、地震断層に近づくにつれ最大加速度は地震規模に関わらず一定値に漸近すること、最大速度、最大変位は地震規模に応じて一定値に漸近することがわかる。

(3) 兵庫県南部地震の最大地動アテニュエーションと予測式との比較

地震マグニチュードと地震断層からの最短距離による最大加速度、最大速度、最大変位のアテニュエー

ション予測式が式(8)～(10)に与えられたので、これらの式に兵庫県南部地震のマグニチュード7.2を適用して各観測点の最大地動を求めた。なお、式(8)～(10)で明らかのように最大地動の算定には各観測点の地盤条件により決まる AMP_i の値が必要であるが、現在のところ各観測点の詳細な地盤構造は明らかでないので、ここでは観測点による増幅率を考慮しない基盤($AMP_i(a, v, d) = 1$)の場合と表-1に示した $AMP_i(a, v, d)$ の平均値を考慮した場合について求めた。ここで、表-1の $AMP_i(a, v, d)$ の平均値は表面層を有する観測点の平均的な増幅率に相当すると考えられる。これらの基盤および平均的な表面層を有する観測点での最大地動予測値はそれぞれRockおよびSoilのラベルを付して実線、点線として図-3, 4, 5に実測値と比較される形で示されている。図-3～図-5から最大加速度については実測値と予測値の間のバラツキが目立つものの、予測値は最大加速度、最大速度、最大変位のいずれにおいても実測値の分布を比較的良く説明できることがわかる。これらの比較で基盤(Rock)での予測値が実測の下限を与えている傾向がみられる。特に、最大速度、最大変位の比較においてこの傾向が著しい。また、Soilとして予測されている平均的な表面層をもつ観測点での予測値も観測点毎の地盤構造のバラツキがあることを考慮すると実測値の分布と調和している。その被害の程度から兵庫県南部地震の強震動の異常な強さが指摘されてきたが、過去の強震記録データに基づき半経験的に導かれたここでの予測式による値が実測値と調和していることを考慮すると、少なくとも最大地動の観点からは兵庫県南部地震はその地震規模に応じた平均的な地震あるいは特別に異常な地震ではないと、結論づけてよいと考えられる。

3. 強震記録の非定常スペクトル特性

前章では1995年兵庫県南部地震の最大地動の大きさが過去の地震の最大地動アテニュエーションに照らして相対的に評価され、最大地動の面からは『普通地震』と結論づけられたが、本章ではこの考察を受け、非定常スペクトル特性の観点から1995年兵庫県南部地震の地震動の性質を考察する。

図-1に示した観測点のうち、筆者がデジタル記録を入手しているすべての記録について非定常スペクトル解析を施した。解析手法は神山⁵⁾のマルチフィルタリングによるものであり、フィルターのパラメータも含めた手法の詳細は文献5)に述べられている。

解析を施したすべての観測点の結果は紙面の関係

から示しえないので、ここでは震源断層に近い3観測点、すなわち神戸海洋気象台（JMA神戸）、神戸大学、ポートアイランドでの地表の記録の解析結果を示す。これらの観測点はいずれも推定震源断層から2km程度の範囲内に位置しており、大地震の震源近傍の強震記録が皆無であったわが国の強震観測にとって極めて重要であるのみならず、これらの3観測点は全く異なる地盤条件を有していることから格好の考察対象と考えられる。なお、3観測点のうち、神戸大学の鉛直動記録はドリフトが存在して、観測状態が万全でないことが明らかにされているが、ここでは特別な補正は施さず、前節で述べた本研究の標準的なバンドパスフィルターの処理のみを加え、速度記録から加速度記録を求めたものである。従って、神戸大学の鉛直動の記録の解析結果の解釈には注意が必要である。3観測点のうち、ポートアイランドの地盤条件は後章で詳しく述べられるが、軟弱な埋め立て地盤であり、観測点付近では広域的な液状化が発生したことが確認されている。これに対して、神戸大学の観測点は地下約12mの花崗岩トンネル内に設置されており、基盤条件を満足する観測点に分類される。ただし、記録取得後なされたボーリング調査結果では風化に伴う低速度層の存在が指摘されている。一方、JMA神戸は洪積台地に位置しており、比較的良好な固い地盤条件の観測点に分類される。

上記3観測点の非定常スペクトル解析結果を図-10～図-18に示す。これらの図で、各周期、時刻ごとに変動するスペクトル振幅の相対的な大きさが10ランクに分けたコンターにより表わされている。ここに、太いコンターほどスペクトル振幅の大きいことを意味する。これらを見ると非定常スペクトルは観測点ごと、成分ごとに複雑に変化する特性を有していることがわかる。特に、液状化の影響によると思われるが、ポートアイランドの地表記録の水平成分（NS、EW）は他の観測点の水平動成分に比し、周期1秒以上の長周期成分が卓越しており、特異な非定常スペクトル特性を示している。これらの非定常スペクトル特性には震源、地震波の伝播経路、ローカルサイトの3要因の影響が混在していると考えられるが、特徴的な点は次のようにまとめられる。

(a) 3観測点の全成分の非定常スペクトルから3～4秒の間隔をもつ二つのフェーズの到達が認められる。これは3観測点の水平動における周期0.3～0.5秒のスペクトル振幅の卓越における時間経過を追うことにより把握できる。

(b) 神戸大学の鉛直動記録の不完全さを考慮すると全く異なる地盤条件にもかかわらず、鉛直動

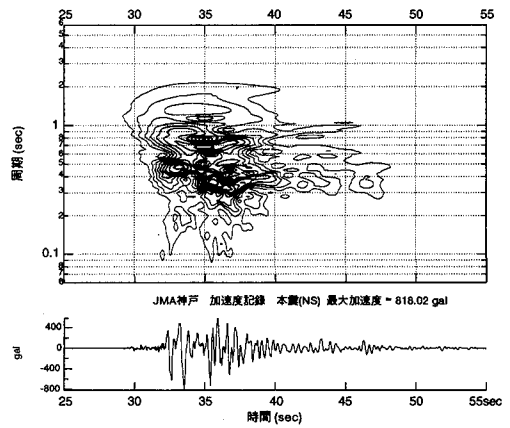


図-10 JMA神戸（NS）の非定常スペクトル

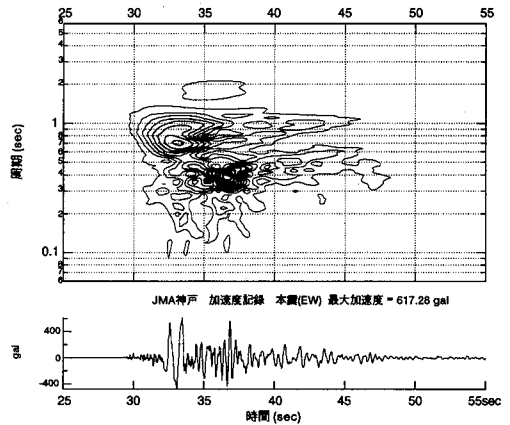


図-11 JMA神戸（EW）の非定常スペクトル

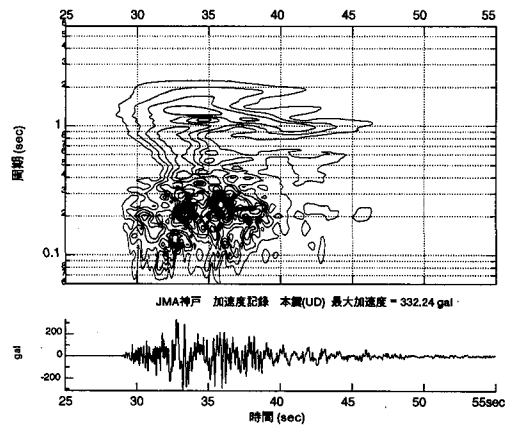


図-12 JMA神戸（UD）の非定常スペクトル

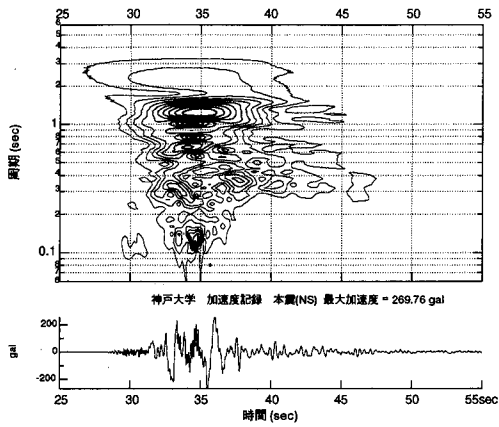


図-13 神戸大学 (NS) の非定常スペクトル

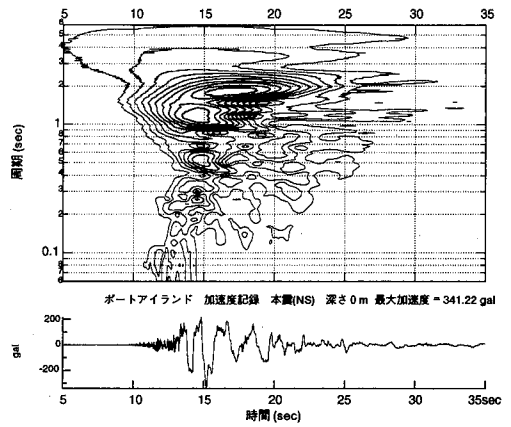


図-16 ポートアイランド (NS) の非定常スペクトル

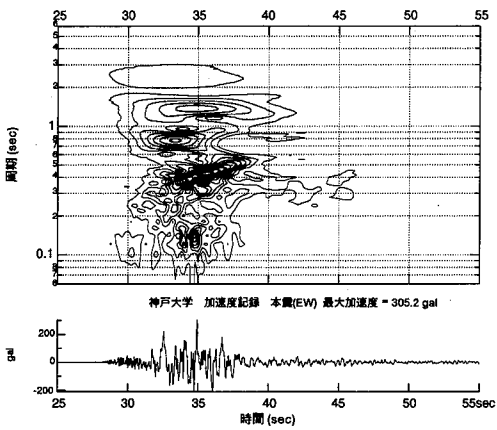


図-14 神戸大学 (EW) の非定常スペクトル

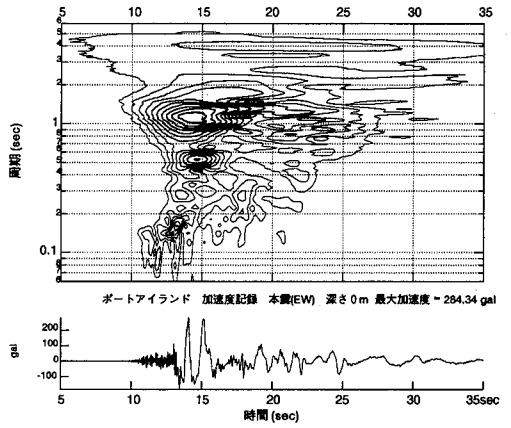


図-17 ポートアイランド (EW) の非定常スペクトル

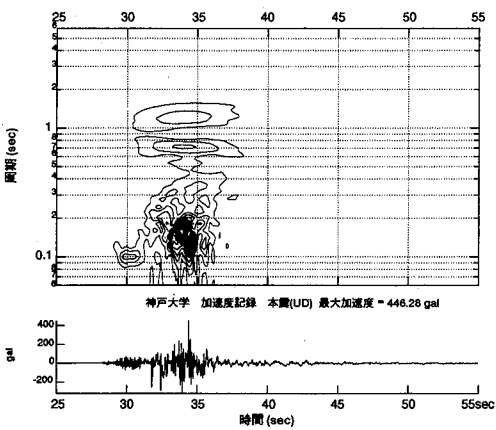


図-15 神戸大学 (UD) の非定常スペクトル

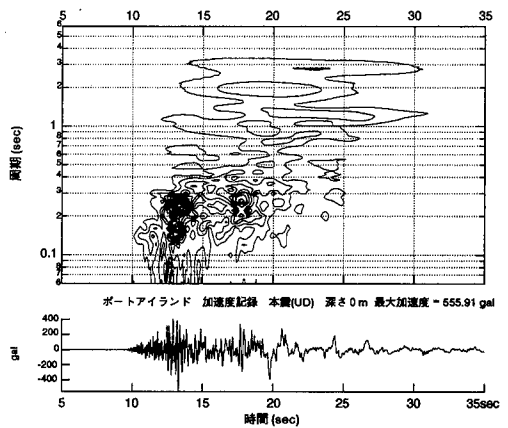


図-18 ポートアイランド (UD) の非定常スペクトル

の非定常スペクトルの卓越周期変動に共通点が認められる。特に、JMA神戸とポートアイランドの鉛直動はともに周期0.2~0.3秒の卓越が明瞭に2群(2phase)認められ、しかもその2群の時間間隔がJMA神戸とポートアイランドで明らかに異なる。

(c) 3観測点の全成分の非定常スペクトルのコンターにおけるリッジの連なりをトレースすると、分散性を思わせる変動が認められる。例えば、神戸大学NS成分における周期2~4秒の変動、JMA神戸のNS, EW成分における周期0.3~0.4秒の変動、神戸大学EW成分の周期0.3~0.5秒の変動、ポートアイランドのNS, EW, UD成分の周期2秒以上の周期帯での変動などにそのような傾向が認められる。

以上の特徴から、震源断層の破壊過程に限って言えば、加速度の振動レベルで考えたとき震源断層は二つのメインショックを伴って破壊したことが推定される。一方、地震波の伝播特性の面からは、単純なS波実体波の伝播のみでは理解できない様相が指摘される。とりわけ、地震波伝播に関しては(b)の特徴で述べた鉛直動の非定常スペクトル特性が目される。ポートアイランドの水平動がJMA神戸の水平動と大幅に異なる非定常スペクトル特性を有しているにもかかわらず、JMA神戸とポートアイランドの両地点の鉛直動における周期0.2~0.3秒の挙動に相似(とりわけ、スペクトル振幅の極大発生時間間隔が明らかに異なる相似)が認められる現象はどう解釈したらよいか理解に苦しむところである。この疑問を含めて、上述の特徴的な点を解析するには地表での観測結果では情報が明らかに不足している。その意味から、アレー観測が適しているが、そのための格好の鉛直アレー記録がポートアイランドで得られている。以下では、ポートアイランドの鉛直アレー記録にしぼって、上に指摘された地震波の伝播特性の問題について考察をすすめる。

4. ポートアイランドの鉛直アレー強震記録にみられる地震波の伝播特性

(1) ポートアイランドのアレー強震記録

図-19にポートアイランドにおける地震観測点の位置を示す。図-20は同観測点における地震計配置をボーリング柱状図とともに示したものである。図-20に示すように同観測点では深さ0m, 16m, 32m, 83mの各深さに水平2成分(NS, EW), 鉛直1成分の加速度計が鉛直アレーシステムを構成する形で配置されており、1995年兵庫県南部地震の本震の際に強震記録が取得された。また、本震の記録とともに

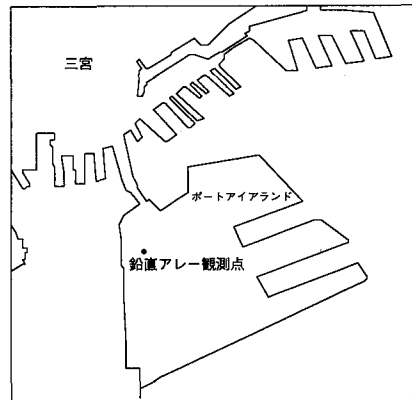


図-19 ポートアイランドの観測点位置図

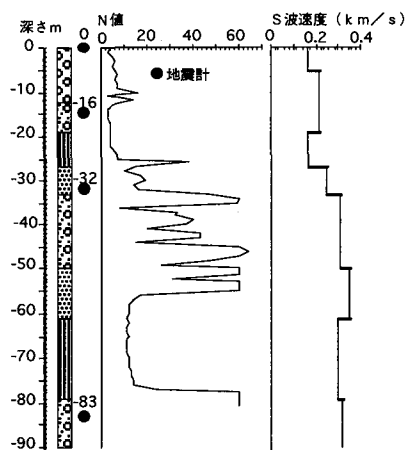


図-20 ポートアイランド地盤柱状図

に同アレー観測システムでは本震後に発生したいくつかの余震の記録も得ている。なお、この観測システムの付近で液状化に伴う被害は確認されていないものの、ポートアイランド全体では広域的に液状化発生が認められており、これらの記録にもその影響がピックアップされていることが予想される。

図-21~図-23は本震の際に取得された各深さの加速度記録を成分別に並べてプロットしたものである。地表面での水平動記録の加速度振幅が地下のそれより小さくなるとともに、波形も大きく異なっており、明らかに液状化に起因した非線形応答の痕跡がみられる。一方、鉛直動記録では水平動記録のような明確な非線形応答に起因すると思われる波形変化は認められず、地下から地表に向かって振幅が大きくなる通常の地震動性状がみられる。なお、深さ16mの

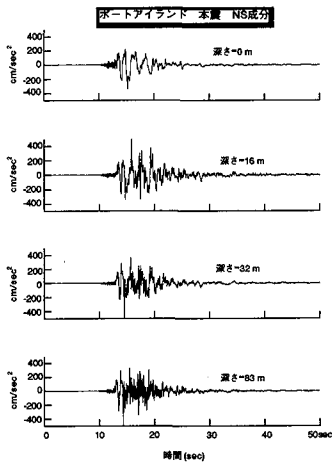


図-21 ポートアイランド (NS) の加速度記録

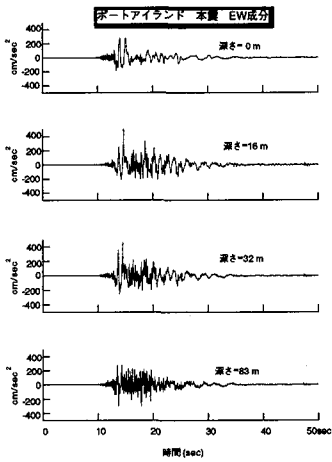


図-22 ポートアイランド (EW) の加速度記録

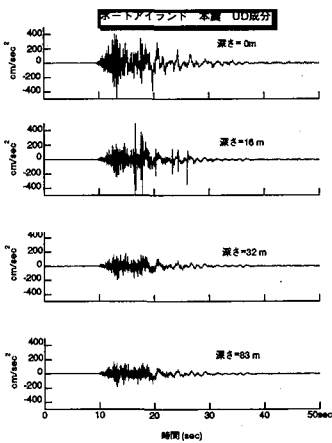


図-23 ポートアイランド (UD) の加速度記録

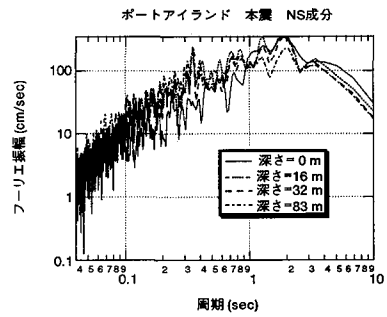


図-24 ポートアイランド (NS) のフーリエスペクトル

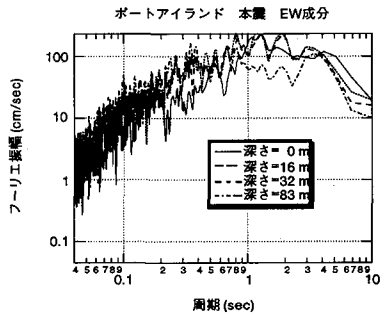


図-25 ポートアイランド (EW) のフーリエスペクトル

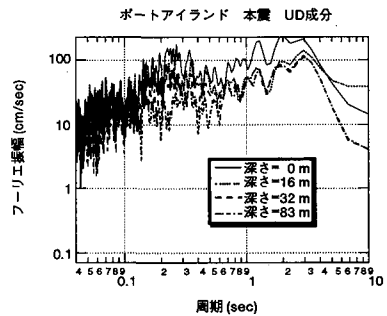


図-26 ポートアイランド (UD) のフーリエスペクトル

鉛直動記録に存在するスパイク状の波形は観測ノイズと考えられる。

図-24～図-26は本震の各深さの記録の主要動20.48秒間のフーリエスペクトルを求め、成分別に各深さのスペクトルを重ねてプロットしたものである。これらの図から、水平動の深さ0mの記録が特別に異なったスペクトル形状を示していることが知れるとともに、深さ16m以深の水平動は比較的相似なスペクトル特性をもつこと、鉛直動では水平動と異なり0mを含めた各深さに相似なスペクトルが認められることなどがわかる。このことから、液状化に伴う非線形形の応答は16m以浅でとりわけ著しいこと、そして水平動のみにそのような非線形形の影響が

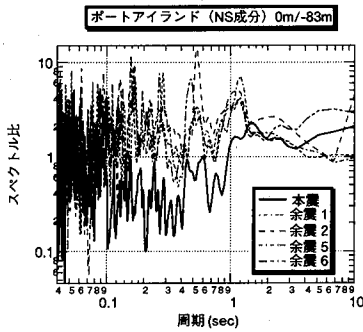


図-27 ポートアイランド (NS成分) のスペクトル比

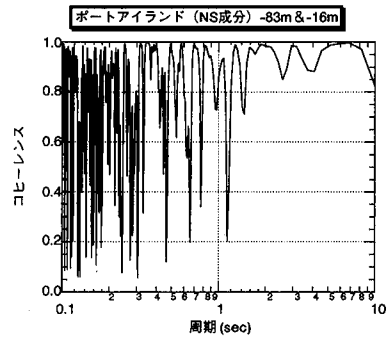


図-31 ポートアイランド (NS成分) の深さ83mと16mのコヒーレンス

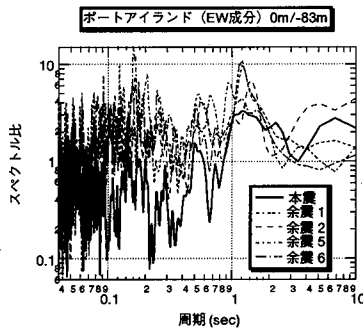


図-28 ポートアイランド (EW成分) のスペクトル比

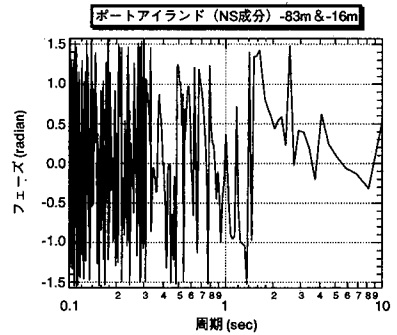


図-32 ポートアイランド (NS成分) の深さ83mと16mのフェーズ

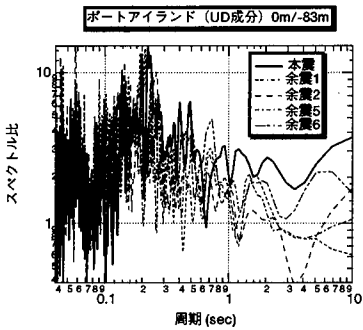


図-29 ポートアイランド (UD成分) のスペクトル比

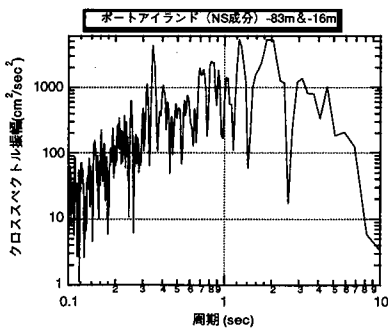


図-30 ポートアイランド (NS成分) の深さ83mと16mのクロススペクトル

顕著であり、鉛直動にはさほど及んでいないことが推定される。このことをスペクトル増幅の観点からみたのが図-27～図-29である。これらの図は地表0mの深さ83mに対する各成分記録の主要動におけるフリエスペクトルのスペクトル比を求め、成分別にプロットしたものである。同図には比較の意味から、本震でのスペクトル比とともに代表的な余震でのそれも示されている。このようなスペクトル比は地表と深さ83m間の近似的な周波数応答関数（増幅スペクトル）とみなされるが、水平動（NS、EW）の比較で余震での増幅スペクトルが安定した増幅特性をしめすのに対して本震でのそれは大きく異なり、本震の際には弾性挙動からはずれた非線形応答が水平動に存在したことがスペクトル比からも裏付けられる。一方、鉛直動のスペクトル比の比較では本震と余震の間に明確な差は認められず、本震と余震で同一な増幅特性を与えていることがわかる。なお、水平動でもNS成分とEW成分にかなりの違いがみられるが、これはこの観測点の局所的な地盤条件にその因があると考えられる。

(2) ポートアイランドのアレー強震記録における相互相関特性

鉛直アレーシステムは同時面軸記録なので各深さの記録の相互相関を考察するのに最適である。そこで、各成分ごとに各深さの記録の相互相関解析を行った。全ての組み合わせの相互相関解析結果は紙幅の点から示しえないので、前節で16m以深の記録の相似性が確認されていることから、代表例として深さ83mと16mのクロススペクトル、コヒーレンス、フェーズをNS成分について示したのが図-30～図-32である。これを見ると相互相関は周期ごとにかなり異なることがわかる。これらの相関パラメータのうち、クロススペクトル、コヒーレンスは相互の記録の振幅スペクトルにおける線形比例関係の強さを表わし、フェーズは位相スペクトルの差を表わす。特に、波動伝播現象における相互相関のフェーズはそれを円振動数で除した値が2点間の波動伝播時間を表わすことが知られている。この観点から図-30～図-32をみると、各成分とも伝播時間が0を示す周期帯が随所に散在していることがわかる。ただし、フェーズは周期に応じて複雑に変動する様相がみられ、明確に伝播時間をもつ周期帯も存在するようである。なお、鉛直アレーの場合、上昇波と下降波の干渉の程度にもよるが、実体波の伝播では一定の伝播時間が存在する傾向が強く、逆に表面波伝播の条件下では伝播時間は0になると考えられる。この解釈によれば、フェーズが0となる性状を示す周期帯が存在することは、1995年兵庫県南部地震のポートアイランドの強震動に震源近傍という観測点条件にもかかわらず、特別な周期帯の表面波が存在することを示唆するものと考えられる。ただし、図-30～図-32の結果だけでは特性が複雑であり、表面波の存在を断定するには不十分であることは明らかである。

そこで、記録時間全体にわたる伝播時間の大きさを明らかにする目的から各記録間の相互相関係数を求めた。アレーをもって展開された観測点間の条件下ではこのような相互相関係数から波動の伝播時間が測定できるのは周知のことである。これを成分別に示したのが図-33～図-35である。図-33～図-35は深さ83mと深さ32m、16m、0mとの相互相関係数をそれぞれNS、EW、UD成分について示している。これらを見ると、明らかに下方から地表面に向かった波動伝播に相当する特性が認められる。特に、小さなタイムラグ（水平動では1秒以下、鉛直動では0.1秒以下）での相互相関係数の変化を見れば瞭然である。しかも、水平動と鉛直動には明らかな伝播時間の差が存在している。このことは、水平動がおもにS波伝播、鉛直動がP波伝播と考えると理解でき

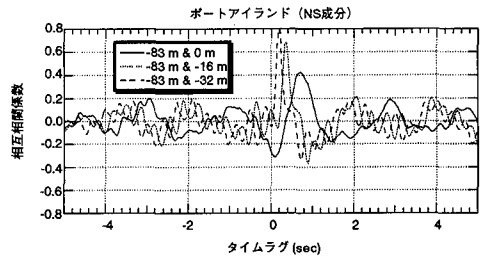


図-33 相互相関係数 (NS, 深さ83mと32m, 16m, 0m)

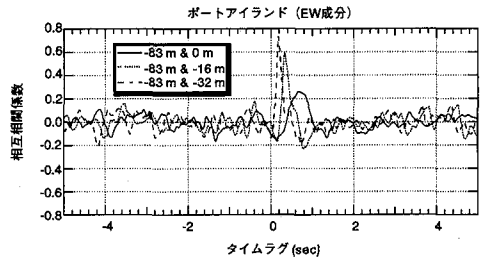


図-34 相互相関係数 (EW, 深さ83mと32m, 16m, 0m)

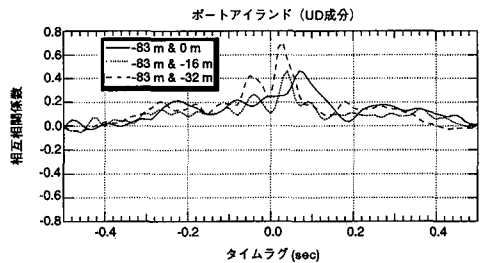


図-35 相互相関係数 (UD, 深さ83mと32m, 16m, 0m)

ることであり、一般の地盤震動の解釈とも矛盾なく整合する。これから、この強震動には実体波の下方からの伝播が存在することは疑いをいれない。しかし、この結果だけからは、ここでの強震動が全ての周期で、全ての時間にわたって実体波の下方からの伝播形態で支配されるとするのは早計である。何故なら、図-33のような相互相関係数は記録時間にわたる平均的な相関関係のみを表現したものであり、周期別の非定常な相互相関の把握には完全に適したものではないからである。例えば、図-33～図-35をみると、確かに小さなタイムラグでは1秒程度の周期をもった卓越した位相間に時間差が認められ、液状化の影響が大きい深さ0mの記録を除いて、タイムラグが大きい時間（水平動で1秒以上）では大きな周期変動の位相間にはそれほど明確な時間差は

観察されていない。このこと自体、相互相関が周期により、時間により変動していることを示すものである。従って、周期別の非定常な相互相関を検討するには相互相関係数のみの検討では不十分であり、非定常スペクトルに基づいた相互相関解析が必要である。

(3) ポートアイランドのアレー強震記録における非定常スペクトル特性

前節で示したように周期別の非定常な相互相関解析を行うには非定常解析が必要である。そこで、深さ83m, 32m, 16m, 0mの各成分の記録について前章で述べたマルチフィルタリング法による非定常スペクトル解析を施した。深さ0mの記録の結果は図-16~図-18に示したので、ここでは深さ16m, 32m, 83mの記録の非定常スペクトル結果を図-36~図-44に示す。これらの非定常スペクトルから次のような特徴を指摘できる。

(a) 水平動 (NS, EW) 成分については深さ0mと他の深さでは非定常特性がまったく異なる。ただし、深さ16m, 32m, 83mの非定常特性はNS, EWの両成分について似ている。

(b) 鉛直動成分では深いほど周期約0.15秒以下の振幅が優勢となる傾向があるが、深さ0m, 16m, 32m, 83mの非定常特性は水平動のそれに比し、相似度が強い。

(c) 既に図-27~図-29で示した増幅スペクトル特に余震でのそれからわかるように、この観測点での地表での水平成分の卓越周期は約1.2秒, 0.5秒, 0.25秒に存在すると考えられるが、図-16~図-17の地表での非定常スペクトルの主要動が始まった時点ではこれらの卓越周期は本震の強震動でも確実に存在している。しかし、その後の強震動の継続のなかでこれらの卓越周期は急激に消滅している。

(d) 同様に鉛直動の際立った卓越周期は0.25秒程度に存在すると考えられるが、この周期も図-18の非定常スペクトルに確実に存在しており、しかも水平動と異なりこの周期の卓越が最初のフェーズから約4秒後に明瞭に再度出現している。

(e) 深さ16m, 32m, 83mの水平動の非定常スペクトルをみると、分散性の存在を暗示するスペクトルの時間変動がみられる。しかも、このような分散性を暗示する規則的なスペクトルの時間変動は一般の地震記録に見られる長周期帯域だけでなく、短周期においても認められる。例えば、その最たるものは深さ32m, 83mのEW成分における記録時刻15~20秒の周期0.3~0.4秒の挙動である。

以上の他、多くの特徴を指摘できるが、ここでは

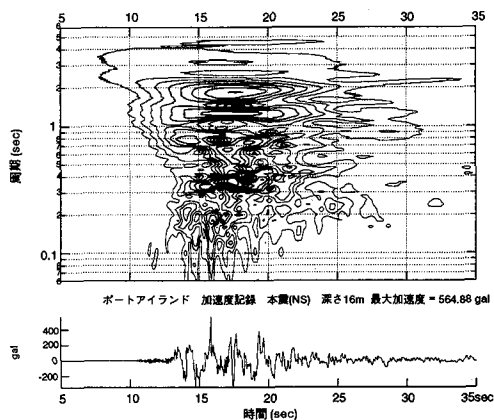


図-36 ポートアイランド(深さ16m, NS) 記録の非定常スペクトル

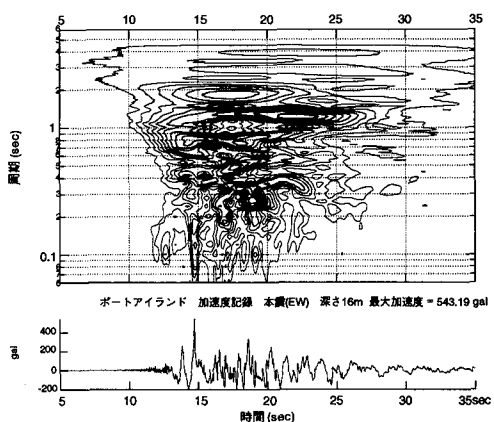


図-37 ポートアイランド(深さ16m, EW) 記録の非定常スペクトル

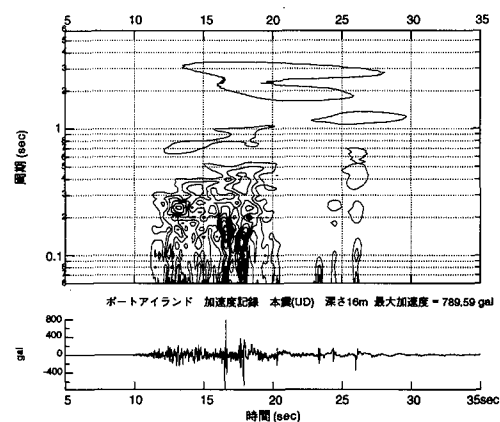


図-38 ポートアイランド(深さ16m, UD) 記録の非定常スペクトル

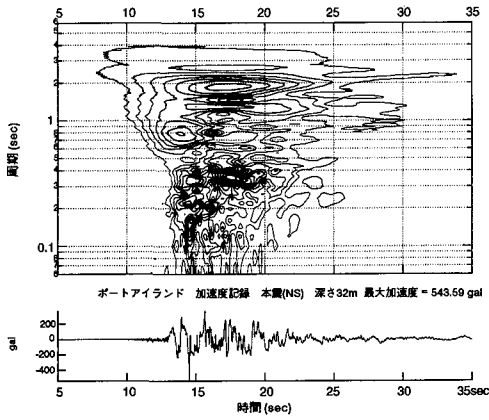


図-39 ポートアイランド(深さ32m, NS) 記録の非定常スペクトル

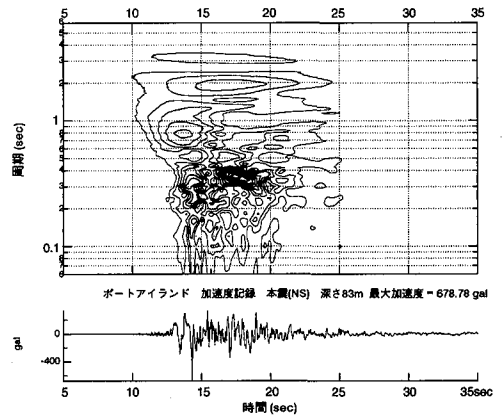


図-42 ポートアイランド(深さ83m, NS) 記録の非定常スペクトル

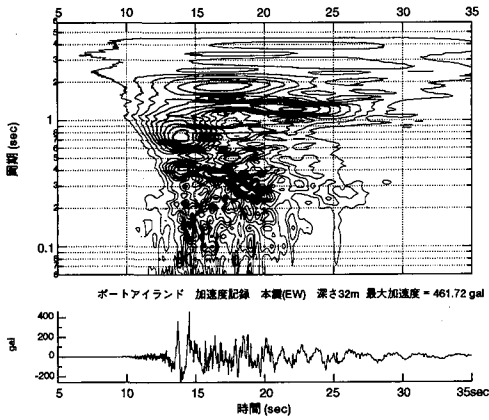


図-40 ポートアイランド(深さ32m, EW) 記録の非定常スペクトル

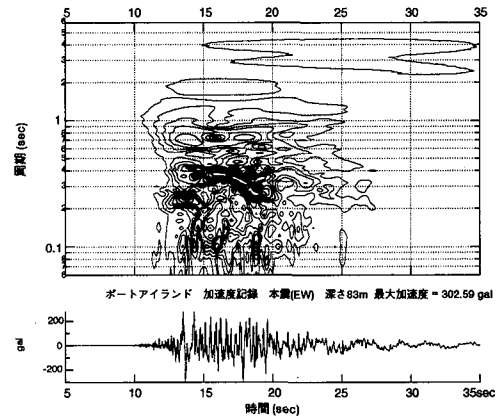


図-43 ポートアイランド(深さ83m, EW) 記録の非定常スペクトル

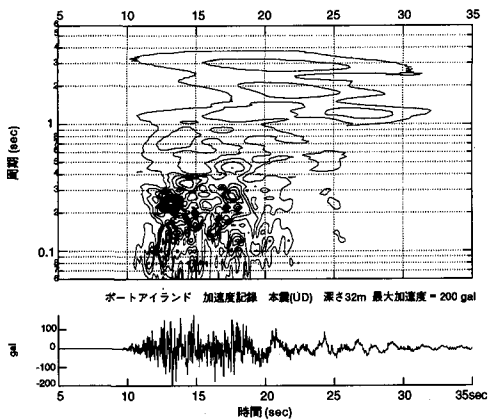


図-41 ポートアイランド(深さ32m, UD) 記録の非定常スペクトル

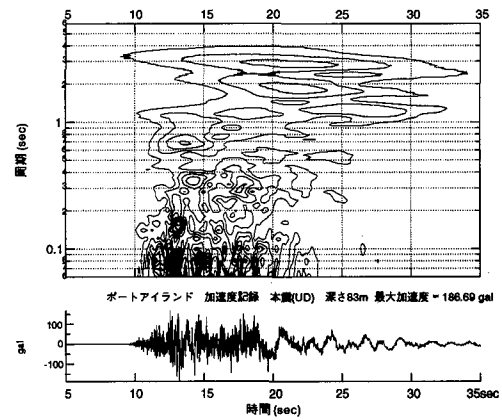


図-44 ポートアイランド(深さ83m, UD) 記録の非定常スペクトル

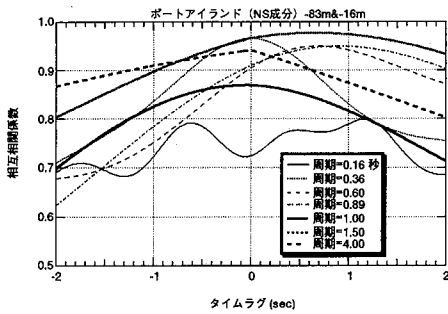


図-45 非正常スペクトルによる相互相関係数
(深さ83mと16m, NS成分)

細かい点は割愛する。これの特徴のうち、周期ごとの相互相関の観点から注目されるのは (e) の特徴である。分散性が存在すれば、表面波の伝播が想起されるが、表面波の伝播は鉛直アレーの各深さの観測点間にタイムラグなしで相互相関係数の極大をもたらすはずである。しかし、表面波の伝播では周期ごとに特性が変わるから、表面波の存在を明らかにする目的の相互相関解析ではこのような相互相関係数は周期別に求めなければならない。そこで、図-36～図-44に示したような非正常スペクトルのうちマルチフィルターの異なった中心周期での出力結果について各深さ間の相互相関係数を求めた。その代表的例を図-45に示す。図-45はNS成分水平動の深さ83mと16mの周期別相互相関係数を代表的周期について示したものである。ここでは、先に述べたように水平動では16m以深において液状化に伴う非線形応答の影響が少ないと考えられることから深さ83mと16mの結果を示した。図-45をみると、相互相関係数の極大となるタイムラグが周期により変動することがわかる。特に、図-45のNS成分の例では周期0.36秒、1.0秒、4.0秒においてタイムラグが0で極大となっていること、およびタイムラグの正負の領域ではほぼ対称となっていることが読み取れる。実体波による上昇、下降の両方向での干渉伝播ではTime lagの正負領域での相互相関係数は対称性を失う傾向が強いことが知られている⁶⁾。このことから、これらの周期の波動は実体波の鉛直方向伝播ではなく、水平方向伝播の性質をもっていると考えられる。現在の知識の範囲では、水平方向の伝播形態で最も可能性が高いのは表面波であるから、逆の言い方をすれば、これらの周期の震動は全体として表面波に支配されていると指摘できる。

以上のように、周期別の相互相関分析から周期によっては表面波が存在していることが推定されるが、この段階でも断定を躊躇しなければならない。何故

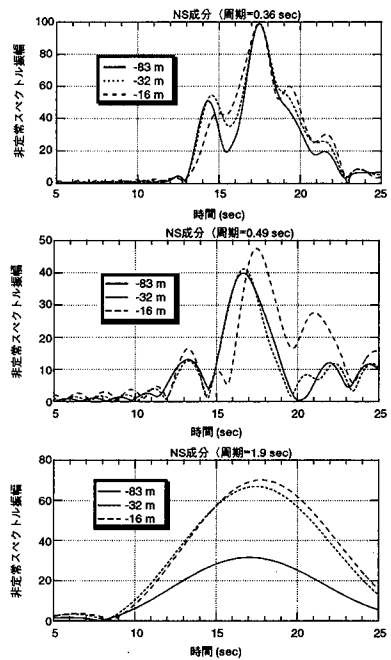


図-46 各深さでの非正常スペクトル振幅の時間変動 (NS)

なら、実体波伝播にしても、表面波伝播にしても、これらの伝播は定常的でなく周期ごとに時々刻々変化すると考えられるからである。その意味から、非定常な周期別相互相関分析に基づいた更なる確証が必要である。この点、先に示した図-45の相互相関係数はいわば定常な周期別相互相関分析である。一方、非定常な周期別相互相関分析の手法は現在のところ存在していないので、ここではこれに替わるものとして、非正常スペクトルを構成しているマルチフィルターの異なった中心周期での出力結果(非正常スペクトル振幅)を各観測点深さに対して同時間軸でプロットして非定常な周期別相関を検討してみた。これを示したのが図-46～図-48である。図-46、図-47、図-48はそれぞれNS、EW、UD成分の結果であり、ここでは代表的周期0.36秒、0.49秒、1.90秒の場合について示している。また、先に述べたように深さ0mの記録は液状化に伴う非線形応答の影響が考えられるので、これらの図では深さ83m、32m、16mの非正常スペクトル振幅のみが同時間軸でプロットされている。なお、これらの図で各周期の非正常スペクトル振幅は解析対象となっている記録の全周期で100に正規化した相対的なスペクトル振幅の大きさで表わされており、絶対的な振幅ではないことに注意する必要がある。また、ここでのスペクトル振幅はその解析手法からマルチフィルタリングの異

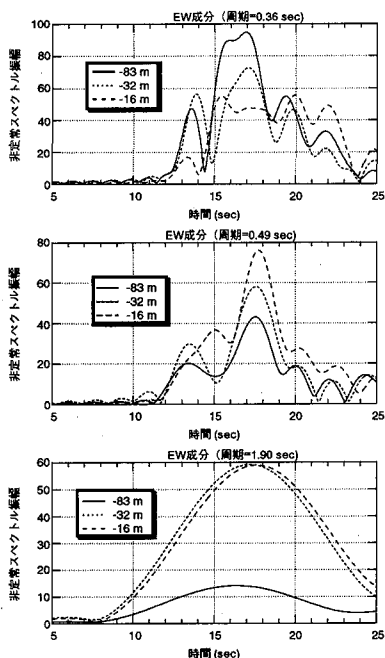


図-47 各深さでの非正常スペクトル振幅の時間変動 (EW)

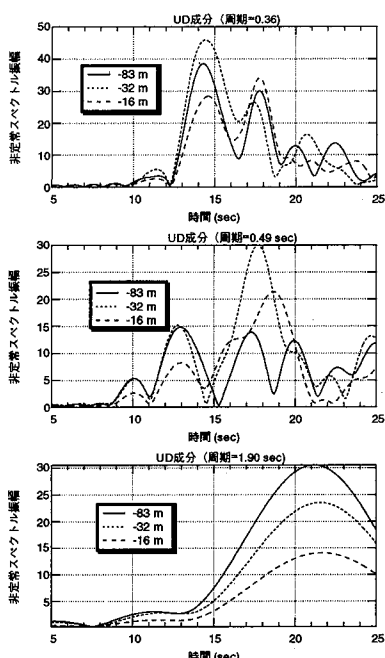


図-48 各深さでの非正常スペクトル振幅の時間変動 (UD)

なった中心周期での出力結果の振幅包絡線によるものであり、波動伝播に則して言えば、対応する周期における波の群れ(波群)の伝播状況を示すものである。従って、このような振幅の組み合わせから求められる伝播速度は群速度に対応する。

図-46～図-48から観測点深さに応じて各周期でのスペクトル振幅の時間変動が明瞭に把握できる。特に、スペクトル振幅の極大の出現時間を追跡することにより各観測点深さでの波動到達時間(群速度による伝播時間)が周期別に捉えることができる。これらを見ると、周期ごとに、時刻ごとに複雑な伝播形態が存在していることがわかる。つまり、明らかに実体波の下方からの伝播が認められる時と表面波による水平伝播が認められる時とが周期ごとに時刻ごとに複雑に変動している。例えば、図-46のNS成分の周期0.36秒の例を参考にすれば、記録時刻14秒付近の伝播では深さ83mから順に浅くなるに従いスペクトル振幅の極大の出現時間が遅くなっており、下方からの実体波伝播を示しているのに対して、記録時刻17秒付近では各深さでのスペクトル振幅の極大が同時に出現している。先に述べたように、ここでのスペクトル振幅はマルチフィルタリング解析の振幅包絡線によるものであり、実体波の上昇波と下降波の干渉による場合では、ここで対象としている

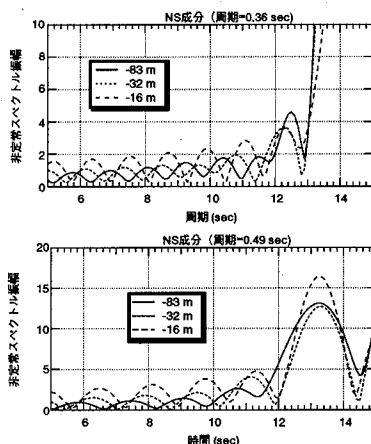


図-49 初動部における各深さでの非正常スペクトル振幅の時変動 (NS)

周期において、このような非正常スペクトル振幅の極大が異なる深さで同時に生じる可能性は少ない。従って、記録時刻17秒付近の非正常スペクトル振幅の挙動は表面波によるものと考えられる。このような実体波、表面波の混在した複雑な伝播性状はNS成分の周期0.49秒にも認められるし、他の成分についても同様である。このことを更に詳しくみるため時間

軸を拡大して初期動のスペクトル振幅の時間変動を改めてプロットした例が図-49である、同図はNS成分の周期0.36秒、0.49秒の場合であるが、上述のことが典型的に示されている。すなわち、図-49の周期0.49秒の結果に明かなように、記録時刻12秒までの初期動において下方から実体波が繰り返し伝播到来している様子が見事にピックアップされている。同様に、記録時刻13秒付近での表面波の伝播到来も奇麗に捉えられている。

以上から、ここでの強震動が周期ごとに時刻ごとに複雑に変動する実体波と表面波の混在により構成されていることはほぼ間違いないと思われる。特に、短周期の表面波の存在は非常スペクトルにおける分散性の存在と鉛直アレーにおける同時到達の確認という異なった二つの面からの例証により支持されるものである。ここでの観測点が想定される震源断層から2km程度の範囲内という震源近傍での条件下であるにもかかわらず短周期の表面波が存在していること、しかもいわゆる「あと揺れ」部分ではなく主要動の真ただ中に短周期表面波が存在することはこれまでの知見から予想外のことである。ただし、ここでの表面波がどのような表面波なのかは明らかでない。これについては今後別なデータを加え、更に検討すべき課題である。

5. 表面波の存在に関係する現象

以上のように、ポートアイランドの鉛直アレー強震記録に表面波が存在することが導かれた。ここで、この指摘を受けて関係する若干の事柄にふれておく。

一つは、ここでの指摘が記録に基づいた現象把握の結果であるのに対して、純粋な理論計算から同様な推定がなされており、ここでの結論が理論解析の結果と符号しているということである。このような理論解析は多くの研究者によりなされているが、いずれもそれらの理論解析の目的はいわゆる「震災の帯」の解明である。それらの結果は、共通して「震災の帯」の根拠を実体波と表面波の重合伝播に求めている^{7), 8), 9)}。例えば、竹宮ら⁷⁾は「バンプ現象」と命名して下方から伝播の実体波と水平方向からの表面波伝播の重なり合いがある地点に生じて振幅が極端に大きくなり、「震災の帯」をもたらしたとしている。もちろん、ここでいう表面波とはいわゆる「basin-induced surface waves」である。本研究での結果からも、ポートアイランドの鉛直アレー強震記録に実体波と表面波の混在が認められ、確かに理論的に予想されるこの種の現象が実際に生じた可能

性は考えられる。特に、本研究では周期0.5秒程度の短周期表面波の存在を確認しているが、このような短周期表面波の発生は入倉⁸⁾の指摘するように、盆地端部でのエッジ効果による可能性が強いと考えられる。

表面波の存在に関係する事柄のうち二点目に指摘したいのは兵庫県南部地震における被害の甚大さとの関連である。あらゆる種類といってもよい多種多様な構造物が被害を受けたが、そのうち線状構造物の悲惨さがことさら顕著であった。その典型は深江本町における阪神高速神戸線高架橋の数百メートルにわたる連続的な倒壊である。周知のように、この倒壊現場付近では民家が密集しているし、結構な大きさのビルも存在しているが、高架橋ほどの惨憺たる被害はみられない。このことから、転倒現場の阪神高速神戸線高架橋の構造的欠陥がことさら批判的となったようである。しかし、本当に広範な原因解明のためには、異常な地震荷重の大きさや構造的欠陥といった議論の他に地震波の特性なども検討する必要がある。筆者らの一人は、表面波の工学的重要性の一つとして線状構造物への危険性を指摘した¹⁰⁾。先に論じたように、兵庫県南部地震でのポートアイランドの記録には周期0.5秒程度といった短周期においても表面波が存在する。従って、倒壊現場でもそのような条件は十分考えられる。もし、この程度の短周期表面波が存在したとき構造物への影響はどうであろうか。先の分析では短周期表面波の位相速度は明らかでないが、表面波の位相速度は短周期ほど小さくなり、表面近くの低速度層のS波速度に近づくことが知られている。いま、その低速度層のS波速度を200m/sec程度と仮定して、前章で述べた各地での実測強震記録から最大速度を50cm/sec程度と想定しても0.0025程度の非常に大きなひずみ量が算定される。因みに、浜田、大町¹¹⁾は兵庫県南部地震による鉄道路盤の変状被害調査から地盤のひずみ量を0.001程度の大きさと推定している。このような大きなひずみは線状構造物にとって極めて不利で、かつ過酷な荷重条件であると言わねばならない。ここでの議論は問題提起に過ぎないが、ポートアイランドでの記録における表面波の存在という問題を受けて、是非検討すべき課題のように思われる。

6. まとめ

本研究では兵庫県南部地震の地震動を最大地動、地震波の伝播特性の面から考察した。特に、ポート

アイランドの鉛直アレー記録にみられる地震波の伝播特性について詳しく議論した。ここで、得られた結論をまとめると以下の通りである。

1) その被害の程度から兵庫県南部地震の強震動の異常な強さが指摘されてきたが、最大地動を対象に過去の強震記録データから半経験的に導かれた予測式と兵庫県南部地震の最大地動実測値は最大加速度の比較でバラツキが目立つものの、全体として調和している。少なくとも最大地動の観点からは兵庫県南部地震はその地震規模に応じた平均的な地震あるいは特別に異常な地震ではないと、結論づけられる。震源近傍での最大地動を感覚的に小さく見積もっていたことが、異常な大きさの地震動との印象を与えたものと思われる。むしろ、震源近傍ではこの程度の最大値をとまなう地震動が普通であると捉えることが必要である。

2) 各地で得られた強震記録には特徴的な非定常スペクトル特性が認められる。このうち、鉛直動には観測点に共通な特性が目立つ。また、水平動、鉛直動ともに分散性がみられるものがある。

3) ポートアイランドの鉛直アレーシステムでの本震観測結果と余震での観測結果から、本震の水平動に特に非線形応答の影響が顕著である。しかも、そのような非線形応答は地表（深さ0m）での記録に著しく、深さ16m以深の記録ではそれほど目立たない。一方、鉛直動では地表でも非線形応答の影響が顕著でなく、水平動と鉛直動に応答特性の面で違いがみられる。

4) ポートアイランドの鉛直アレーシステムでの本震観測結果に種々の解析を施した結果、ここでの強震動が実体波と表面波の混在したものであることが明らかとなった。このうち、表面波は一般に存在する「あと揺れ」部の長周期帯でなく、0.5秒程度の短周期で主要動部において存在する。

5) このような主要動での短周期表面波は「震災の帯」の生成に関与した可能性があり、また砂地盤の液状化をはじめ各種線状構造物の被害に大きな影響を与えたことが考えられる。

謝辞：本研究では関西地震観測研究協議会（代表：土岐憲三京都大学教授）、気象庁より提供された強震記録を利用させていただきました。利用に際して、ご便宜いただきました関係各位に厚くお礼申し上げます。

本研究は科学研究補助金・試験研究B（研究代表者：柳沢栄司東北大学教授）の援助により行なわれたものであることを付記する。

参考文献

- 1) 中村豊, 日高和利, 斎田純, 佐藤新二: 1995年兵庫県南部地震による最大加速度の分布および被害について, JR地震情報 No.23b (1995) .
- 2) Annaka, T. and Nozawa, Y.: A probabilistic model for seismic hazard estimation in the Kanto district, *Proc. 9th World Conf. Earthquake Eng.*, Vol.2, pp.107~112, 1988.
- 3) Kamiyama, M., O'Rourke, M. and Flores-Berrones, R.: A semi-empirical model of strong-motion peaks with appropriate comparisons to the 1989 Loma Prieta, the 1985 Michoacan and the 1971 San Fernando Earthquakes, *Structural Eng. and Earthquake Eng.*, Vol.10, No.4, pp.29~39, 1994.
- 4) 神山 眞: 表層地盤条件による最大地動の増幅特性について, 軟弱地盤における地震動増幅シンポジウム論文集, pp.126~137, 土質工学会, (1994) .
- 5) 神山 眞: 強震地震動の非定常スペクトル特性とその波動論的考察, 土木学会論文報告集, 284号, pp.35~48, 1979.
- 6) Elgamal, A.W., Zeghal, M. and E. Para T.: Identification and modeling of earthquake ground response, *Proc. First International Conf. on Earthquake Geotechnical Eng.*, Report Volume, pp.51~90, 1995.
- 7) 竹宮和宏, アダム・マヘル: 地震波の鉢合せ(バンプ)現象による不整形地盤の増幅, 土木学会第50回年次学術講演会講演集, pp.1268~1269, 1995.
- 8) 入倉孝次郎: 震災の帯をもたらした強震動, 科学, Vol.66, No.2, pp.86~92, 1996.
- 9) 川瀬博: 堆積盆地が強震動に与えた影響-メキシコシティの場合と神戸市の場合, 第23回地盤シンポジウム講演集, pp.45~53, 1995.
- 10) 神山 眞: 地震時における地盤内の応力, ひずみの評価, 土木学会論文報告集, 250号, pp.9~23, 1976.
- 11) 浜田政則, 大町達夫: 直下地震による表層地盤の変形量とひずみ量の検討, 土木学会阪神・淡路大震災に関する学術講演論文集, pp.69~80, 1996.

(1996.6.27 受付)

WAVE INTERPRETATION OF STRONG GROUND MOTIONS OBTAINED DURING THE 1995 HYOGOKEN NANBU EARTHQUAKE

Makoto KAMIYAMA and Tadashi MATSUKAWA

The strong ground motions obtained during the 1995 Hyogoken Nanbu Earthquake are discussed from view points of strong-motion peaks and wave propagation characteristics. The consideration of strong-motion peaks shows that the event is usual one relevant to its earthquake magnitude. On the other hand, in order to interpret wave characteristics for the motions, the array records observed at Port Island are used. It is concluded from various analyses such as non-stationary spectra, cross correlations, etc. that the main part of the strong motions is composed of body waves and surface waves. Especially, the existence of surface waves, which are considered to be generated by the edge effects of the basin, suggests that they might have strongly affected the earthquake damage.