

III-A 118

福井平野の堆積層表面波に関する検討

福井大学工学部 正会員 小嶋 啓介 福井大学工学部 荒井 克彦  
 (株)サンワコン 正会員 本多 秀夫 (株)エース 木村 洋郎  
 ○福井大学大学院 学生員 鎗 勉

1. まえがき 福井平野は北側を除いて周囲を山地に引き続く盆状の基盤上に軟弱層が厚く堆積した地形をしており、地震によっては堆積層表面波、いわゆるあとゆれが観測されるといわれている。鳥海らの研究から、あとゆれは主要動の到達後 10sec 前後遅れて現れ、主要動が収束しても残存し、周期 0.7~1.5sec 前後の周波数特性を有する表面波であるといわれている。ここでは、福井大学地震観測システムによる観測地震動から、あとゆれの存在をいくつかの方法で確認した結果を報告する。

2. 地震観測システムと福井平野の地盤特性 地震観測システムは福井大学グラウンドに設置されている。図-1に示す柱状図より、当地は厚さ 18.5 m の軟弱な沖積土層が、せん断波速度 400~900m/sec の厚い洪積土層上に堆積した地盤であるといえる。加速度検出器は、地表面と基盤である GL-175m に設置してあり、地表面は N S, E W および U D の 3 成分, GL-175m はほぼ N S と E W と考えられる水平 2 成分である。現在、サンプリング周波数は 100Hz, 遅延時間 20sec で運用中である。表-1 は平成 7 年度から 8 年度にかけて観測された地震の一覧である

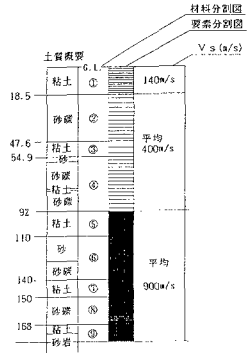


図-1 土質柱状図

が、以下では表中の地震 D (福井県沖：震源距離 = 19km) および地震 E (兵庫県南部地震：震源距離 = 151km) を中心に考察する。

表-1 観測地震の一覧

地震	観測日	M	震源 (北緯, 東経)	距離, 深さ	震度	判定
A	94/5/22	4.9	36° 57.9', 136° 36.1'	56, 12(km)	II	○
B	94/5/28	5.2	35° 07.9', 136° 17.0'	108, 43	II	○
C	94/6/28	4.6	35° 07.9', 135° 39.2'	117, 14	I	△
D	94/10/14	3.5	36° 09.3', 136° 02.8'	19, 7	II	×
E	95/1/17	7.2	34° 06.6', 135° 00.0'	151, 20	IV	○
F	95/1/17	4.9	34° 06.6', 135° 00.0'	151, 20	II	○
G	95/4/13	3.9	36° 23.0', 136° 33.0'	44, 7	I	△
H	95/8/15	4.0	35° 31.7', 136° 16.7'	80, 40	I	△

3. 観測地震動の検討 図-2 および図-3 は地震 D, E の観測加速度記録の時刻歴であり、それぞれ上から地表面の N S, U D および基盤の N S 成分を示している。ただし、図-3 は主要動到達以降のみを示している。これらの図から、どちらの記録においても、地表面では基盤に比較して 3 倍程度に最大加速度が増幅されていることがわかる。図-2 の地震 D では短周期成分が目立ち、主要動到着後 10sec 程度で単調に減衰していく振動性状であるのに対し、図-3 の地震 E では、比較的長周期成分が多く、主要動到達以降 10~20sec の間で、より長い周期の波形が認められ、減衰と増幅を繰り返しながら、地震 D に比較して長く振動が継続していることが認められる。特に、地表面の N S と基盤とを比較すると、基盤で地震動が非常に小さくなる 45sec 以降においても、地表面では 10gal 前後の振動が継続していることが明らかである。図-4 は地震 D と E の地表面 N S (実線) と基盤

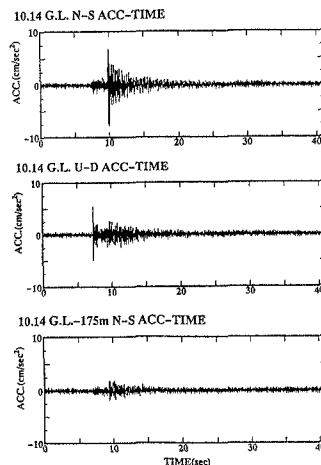


図-2 加速度時刻歴(D)

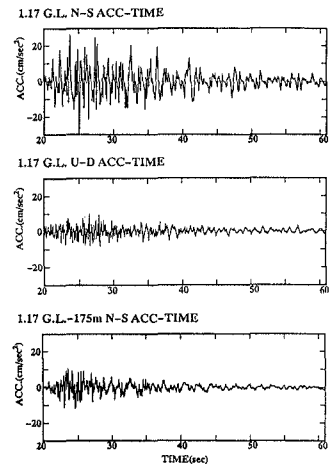


図-3 加速度時刻歴(E)

のNS（破線）のフーリエスペクトルであり、  
 図-5その伝達関数を示す。図-4から、地震Dでは6~9 Hz 前後、地震Eでは1 Hz 前後の成分が卓越していることがわかる。また、  
 図-5から、当地の地盤には1, 2, 4, 6, 8 Hz 前後の固有周期が確認できるが、地震Dでは1 Hz 前後のピークが小さいことが認められる。図-6, 7は地震D, Eに対する主要動到達以後5.12sec ごとのランニング

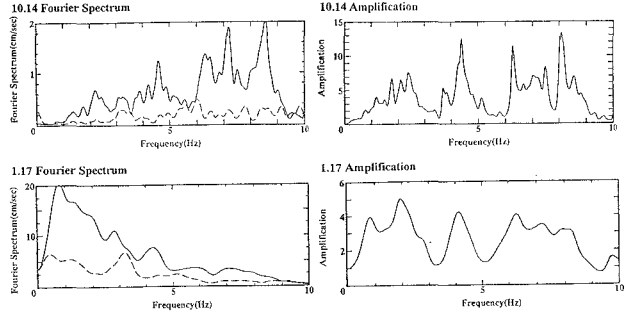


図-4 フーリエスペクトル

図-5 伝達関数

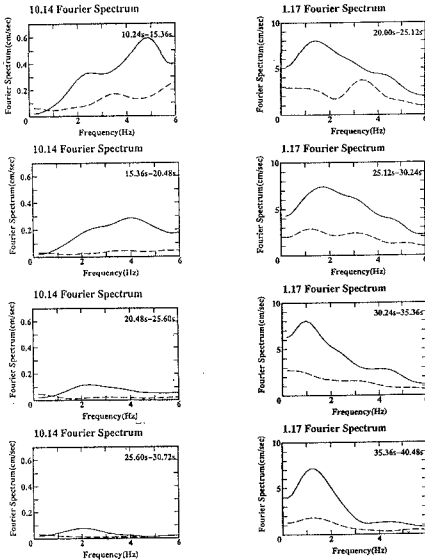


図-6 ランニングスペクトル(D)

図-7 ランニングスペクトル(E)

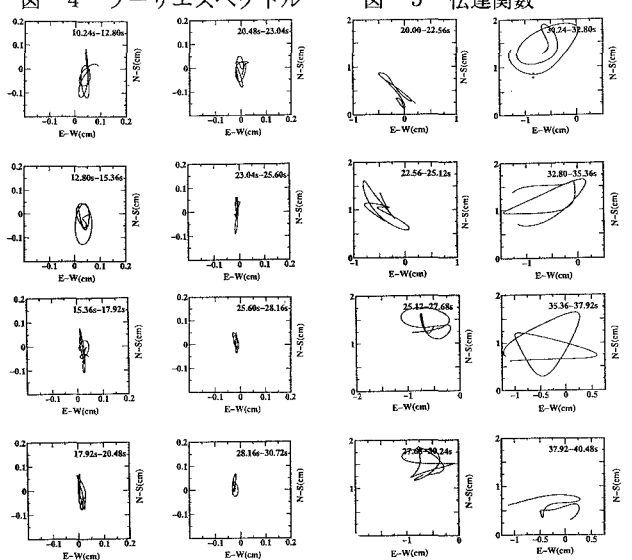


図-8 地表面変位の軌跡(D)

図-9 地表面変位の軌跡(E)

スペクトルであり、実線が地表面、破線が基盤を示している。地震Dでは主要動到達直後にみられる5 Hz 前後のピークが単調に減少していくのに対し、地震Eでは、2 Hz 以上の成分が単調減少的であるのに対し、1~1.5Hz 付近のピークは長時間維持されているといえる。図-8, 9は地震D, Eの地表面の観測点の軌跡の水平方向成分であり、主要動到達以降の2.56sec ごとに示している。地震Dでは南北方向成分が卓越したまま、単調減少的な運動をしているのに対し、地震Eでは初期の北西-南東成分の運動から、徐々に東西方向の成分が混入し、最終的には東西方向の挙動が卓越し、地震Dに比べ、変位量の減衰も少ないことなどが認められる。同様の考察を他の地震についても実施した結果、あとゆれの到達後10sec 前後遅れて現れ、その卓越周期は0.7~1.4sec 前後であることが確かめられた。観測されたすべての地震動に対し、あとゆれの有無を評価した結果を表-1の右端に示す。ここに、○はあとゆれの存在が明確であるもの、△は疑わしいもの、×は存在しないものを表している。同表から、現在のところ、あとゆれがないとみなせるのは、震源距離が19km とごく近い地震Dのみであり、他は疑わしいものを含め、地震の規模、メカニズム、方向性などについての明確な結論は下せないと思われる。

4. あとがき 地表面と基盤とに設置された加速度計の観測記録を検討し、福井平野においても堆積層表面波が存在することを確認した。しかしながら、地震被害予測などに堆積層表面波の影響を導入するためには、表面波のシミュレーション結果なども比較しながら、的確に堆積層表面波のみを抽出する手法を検討していく必要もあると考えられる。参考文献：災害科学研究所：大阪平野の地震動特性（フェーズ2），1990。