

京大宇治構内に設置されたボアホール地震アレイ記録を用いた 京都盆地南東部の地盤震動特性

白川智香子・岩田知孝

要 旨

京都大学宇治キャンパス内に設置されている 3 次元小スパンアレイ地震観測システムで得られた地震波形記録を使って、この地域の地震動特性を調べた。鉛直アレイ地震観測記録(深さ 100m と地表)の相互相関関数を取り到着時刻差を調べると、1.0-2.0Hz の周波数帯では S 波到着時付近は S 波の上昇波と下降波で成り立っていると考えられるが、2 秒経過すると表面波が卓越していた。これを検証するため、地表水平アレイ地震観測記録のセンブリンス解析により、S 波到着 2 秒後に見られた表面波は東から、それ以降は主として北から到来していることがわかった。これらの表面波は観測点東側にある黄檗断層と北側にある桃山丘陵からそれぞれ 2 次的に生じた盆地生成表面波であると考えられる。

キーワード：京都盆地，盆地生成表面波，3 次元アレイ地震記録，センブリンス解析，表面波

1. はじめに

地震動は堆積盆地上で増幅し、その継続時間も伸長することが知られており、S 波主要動部分及びその後続動部分では特に顕著である。これには S 波の重複反射のみならず、表面波が盆地に入射した結果生じる盆地転換表面波や、実体波が盆地に入射した結果生じる盆地生成表面波もまた寄与していると考えられている(Kawase and Sato,1992)。多くの大都市が堆積盆地にある日本では、このような盆地の存在によって生じる 2 次的な地震波を含めた地震動特性を把握することが地震防災のために重要である。

京都盆地東端部に位置する京都大学宇治キャンパスには鉛直アレイと地表水平アレイで構成される 3 次元小スパンアレイ地震観測システムが設置されている(岩田ら、2001)。本研究ではこの 3 次元小スパンアレイ地震観測システムで得られた地震波形記録を用いて、既往の堆積盆地における地震動特性の解析方法を参考にしながら、このサイトにおける地震動特性の分析、特に S 波主要動である S 波到達及びその後続動部分の地震動特性の把握を行った。

2. 観測点とデータ

2.1 京都盆地の地下構造

京都盆地は東に花折断層・黄檗断層、西に榎原断層・光明寺断層などに囲まれている。南北の盆地境界には明瞭な断層はなく、北山からなだらかに盆地がはじまり、南は巨椋池あたりでもっとも深くなり、木津川沿いに奈良盆地へつながっていく。巨椋池あたりまでの領域をとれば、南北約 18km、東西約 10km の広がりをもつ。Fig. 1 には京都

市(2002)によって得られている京都盆地の基盤岩深度分布図を示す。京都大学宇治キャンパスはこの盆地の南東端に位置している。本研究で用いた観測点を△印で Fig. 1 に示す。観測点の座標は Table 1 に示した。

station	longitude (°E)	latitude (°N)
S01	135.801	34.9066

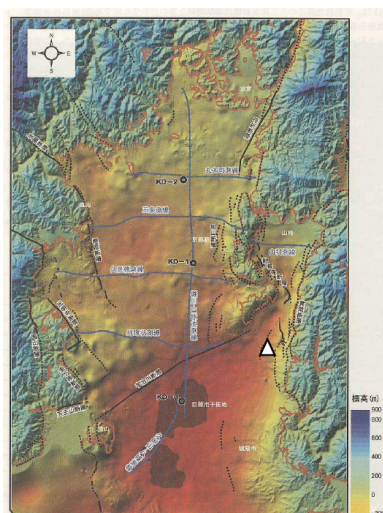


Fig. 1 Basin depth of Kyoto (Kyoto city, 2002). Triangle shows observation stations.

宇治キャンパスの東側にはほぼ南北の走向で黄檗断層がある。小泉・他(2002)は、宇治キャンパス周辺において黄檗断層を東西に横切る方向の3つの測線でP波反射法地震探査を行い、狐崎ら(1971)が指摘した場所(京都大学宇治グラウンド付近)に、落差約170mの東落ちの逆断層が認められ、その走向が北北東-南南西であることを示した。Fig. 2には小泉ら(2002)の一番長く鉛直地震アレイ付近を通る測線の反射断面に地震アレイ観測点を上書きした。この反射プロファイルからは、宇治グラウンドあたりでの大きな地盤の落差は観測点から約1kmはなれていることと、西に向かって堆積層が序々に厚くなっていることがわかる。

3次元小スパンアレイ地震観測システムを設置する際、基盤(古生層)に達するボーリング調査が行われ、VSPによる速度構造調査も併せて行われた(岩田ら, 2001)。ボーリングで判明した基盤深度は389mである。VSPによる速度構造調査の結果はTable 2に示される。

Table 2 Velocity structure

Top depth of layer(m)	Vp(m/s)	Top depth of layer(m)	Vs(m/s)
0	533	0	317
5	1053	10	472
15	1300	32	393
30	1957	40	551
67	2073	89	592
100	2041	120	687
205	2009	148	609
320	2041	160	578
370	3363	215	700
410	4987	275	888
		287	757
		325	1450
		390	2346

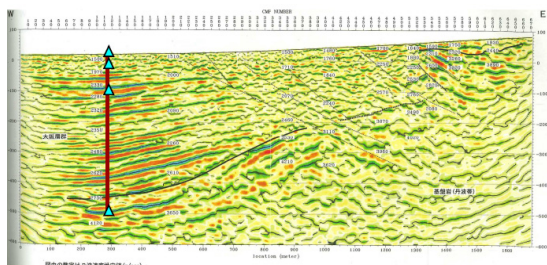


Fig. 2 EW cross section of reflection survey line across the observation station

2.2 観測点と観測システム

3次元小スパンアレイ地震観測システムは地中4深度(深さ500m, 100m, 30m, 10m)、地表7地点、キャンパス内の建物の1階床と5階床に設置された地震計で構成される。地中地震計は各深度に達するボーリングを掘削し、それぞれの孔底に設置されている。500m深度の地震計が基盤(古生層)内にあり、他の深度の地震計は堆積層内にある。地表地震計は、実際は防水型地震計で50cmほどの穴を掘って設置され、地表には見えない。Fig. 3に地中地震計の位置関係を模式図で示し、Fig. 4に7つの地表観測点の水平相対位置を示す。また、地中地震計のためのボーリングは、地表観測点S01の近くでなされている。

地震計はサーボ型加速度計で、信号は信号線によって観測室まで送られている。観測はレベルトリガー観測になっており、データの収録はGPS信号による時刻校正付きの24bitAD変換、サンプリング周波数200Hzのレコーダーで行われている。記録システムは0.05-30Hzの周波数範囲で加速度に対してフラットな特性を持つ。

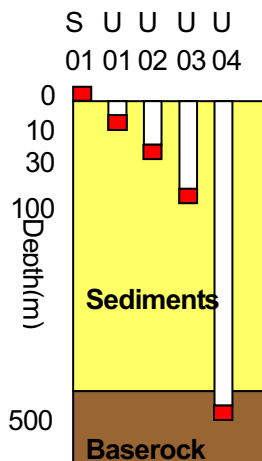


Fig. 3 Schematic figure of the vertical array

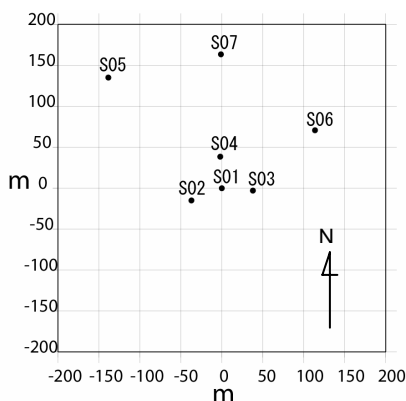


Fig. 4 Horizontal array station distribution

2.3 解析に使用した地震記録

2002年4月から2005年12月に得られた地震記録のうち、地表・地中観測点記録すべてでS波到着時刻が目視で明瞭な64個の地震を解析に用いた。地震計の設置方位について、低周波数成分(今回は0.2Hz以下を用いた)でもSN比のある地震記録を用いて、加藤ら(2001)の方法を参考に地震計の相対的な設置方位を求め、補正した。地震の震源情報は気象庁一元化震源カタログを参考にし、カタログがない一部の地震に関しては、京都大学防災研究所地震予知研究センターのSATURNによる自動震源情報を使用した。Fig. 5に観測点位置と解析に使用した地震の震源位置分布を示す。使用した地震のマグニチュードは1.6から5.4、震央距離は約6kmから226km、深さは約6kmから56kmである。

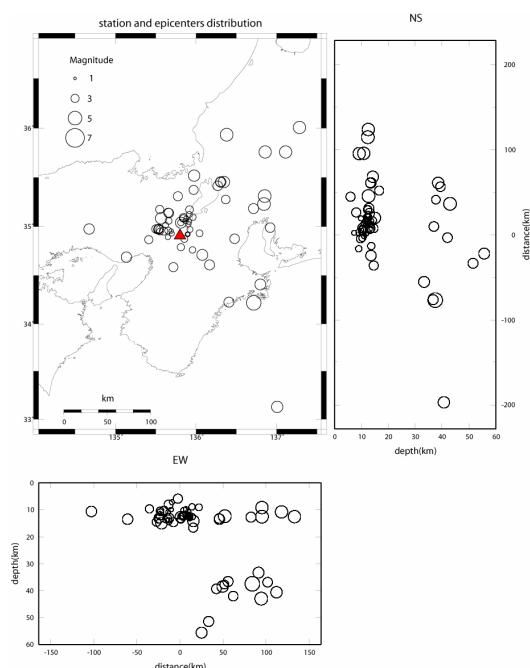


Fig. 5 Hypocenter distribution map of events used in this study

3. 鉛直アレイ地震観測記録の解析

3.1 解析方法

Kawase and Sato (1992)の方法を参考に、地中と地表の記録の相互相関関数をとることによるS波と表面波の判別を試みた。P波やS波といった実体波の伝播が主である場合と、表面波の水平伝播が主である場合とでは、地中観測点から地表観測点の地震波の到達時間差はそれぞれ、P波もしくはS波の到達時間と同じか、到達時間差がないことで判別できる。VSPによる速度構造調査の結果(岩田ら, 2001)を使うと、地中観測点(深さ10m(U01), 30m(U02),

100m(U03), 500m(U04))から地表観測点(S01)までの実体波の伝播時間は、本研究で注目しているS波の場合、それぞれ約0.03秒, 0.07秒, 0.20秒, 0.64秒である。

深さ500m(U04)の地中観測点は基盤岩中にあるため、地表地震記録との波形の相互相関関数が全体的に低いこと、また深さ10m(U01)の地中観測点は地表観測点までの地震波の到達時間が短く、それらの位相差が小さいことから、以降の解析では堆積層中にある深さ30m(U02)と100m(U03)の観測点記録と地表観測点(S01)との比較を行っている。

周波数毎の特徴を調べるため、SN比が確保された記録が多く得られている、0.5-1.0Hz, 1.0-2.0Hz, 2.0-4.0Hz, 4.0-8.0Hzの4つの周波数帯域での解析を行う。S波の到着時刻は地表観測点記録(S01)から目視で読み取り、相互相関関数は周波数帯域毎、EW, NS, UD成分毎に求めた。相互相関関数を求める際に用いたウィンドウ幅は、上記の周波数帯域の中心周波数の逆数で与えられる周期(T(秒))の3倍とした。震動振幅の大きいS波到達からその後続波群に注目し、1番目のウィンドウ区間はS波到達時刻の $3T/2$ 秒前から $3T/2$ 秒後までとし、T(秒)時間ごとにずらして時間変化を調べた。なおウィンドウのテーパ処理はウィンドウ区間の前後 $T/2$ 秒間サイン型のテーパで行っている。

Fig. 6に地表観測点(S01)に対する地中観測点(深さ100m(U03))の相互相関関数の例を示す。ウィンドウの縦軸は相互相関関数値を、横軸は地表地震記録に比べた地中地震記録の時間遅れ(秒)を表しており、中央がゼロでそれよりも左(時間遅れが負の値)側は地表に比べ地中の信号が先に、右(正の値)側は地中の信号が後に到着していることを示す。対象としている波動が実体波の伝播で構成されているとすると、左側に現れるピークは上昇波、右側に現れるピークは下降波に対応し、表面波であるならば時間遅れゼロでピークをもつ。

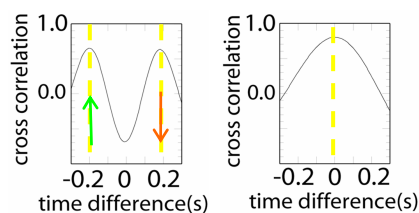


Fig. 6 Example of cross-correlation function between 100m depth and surface stations

地中観測点(深さ100m(U03))から地表観測点(S01)までの地震波の伝播時間はS波が鉛直に伝播した場合に0.20秒であることから、地表観測点に対する地中観測点記録の相互相関関数を求めると、波形が全く同じ場合は ± 0.20 秒で相互相関関数値は最大値1をとる。Table 1に示される

ように対象としている深度の S 波速度値は 0.4~0.6km/s 程度で、地震基盤のそれより小さく、地震基盤より入射した S 波はほぼ鉛直に伝播していると仮定できるので、本研究では相互相関関数の時間遅れ $\pm 0.20s$ に対してそれぞれ $\pm 0.05s$ の範囲にある 0.3 以上の値を持つ極大点を S 波実体波とみなすピークと判別した。

3.2 解析結果

Fig. 7 に S01-U03 の EW 成分の相互相関関数を S 波到着時刻から 10 秒後までを 2 秒間隔で並べている。3.1 の解析方法で述べたように、T(秒)の整数倍が必ずしも 2(秒)の倍数になっていないため、各周波数帯域で、2 の倍数秒に一番近いウインドウの相互相関関数を図示している。

ここでピーク数と出現位置(時間ずれ)に注目すると、0.5-1.0Hz において、ピーク数はウインドウ時間にかかわらず 1 つで、その時間遅れはほぼゼロである。一方 1.0-2.0Hz, 2.0-4.0Hz, 4.0-8.0Hz のどの周波数帯でも、ウインドウ時間 0 秒には、時間遅れ ± 0.2 秒付近にピークが現れ、S 波の上昇と下降がはっきりと確認できる。ウインドウ時間が S 波到着 2 秒後以降になると、1.0-2.0Hz 帯ではピークが 1 つに、2.0-4.0Hz, 4.0-8.0Hz 帯では複雑な形状になっている。

このような相互相関関数を 64 個全ての地震記録について求めた。震源方位や地震深さ及び地震規模等とピークの出現位置や時間の推移との関係は特徴的なものがなかった。また、解析の対象とした S 波及びその後続波群では P 波の上昇、下降に対応すると考えられる時間遅れのピークは確認できなかった。

水平 2 成分の相互相関関数のピーク数を S 波到着以降に注目して時間を追ってそれらの頻度分布を求めた。Fig. 8 に S01-U03 の 1.0-2.0Hz 帯の結果を示す。縦軸は解析に用いた全 64 個の地震記録に対する割合を、横軸は S 波到着時刻から 16 秒後までを 2 秒間隔で示している。EW 及び NS 成分の S 波到達部では、ピークを 2 つ持つものの割合が 90%以上を占めているが、EW 成分では S 波到着時から 2 秒以降、NS 成分では 4 秒以降に 50%以下となる。一方ピークを 1 つ持つものの割合が時間を追うごとに増えている。したがって、S 波到着時から 2 秒ほどで表面波が卓越しはじめていくことがわかる。

S01-U03 の 2.0-4.0Hz 帯, 4.0-8.0Hz 帯については、ここには示していないが、相関関数のピークが 3 個以上と判断されたイベントが増えることにより結果的に S 波の上昇・下降波が主と判別される 2 つのピーク出現の割合が全体的に減少しているものの、時間が経過するにつれて S 波の上昇・下降波から表面波が卓越するという傾向が見られている。S01-U02 のこれらの周波数帯でも S01-U03 と同様の結果が得られている。しかし、0.5-1.0Hz 帯ではともに、S 波の到着部分であっても S 波の上昇・下降波に対応

するピークが見られなかった。

この理由については単純化した波動場の理論計算によって考察を行った。Table 1 に示すような観測サイト直下の構造を持つ 1 次元速度構造モデルをつく震源の深さや距離をいくつか変えて地表 S01 及び地中 30m 及び 100m 深度の U02 及び U03 に対応する理論波形を作成した。計算には Bouchon(1981)の離散化波数法に Kennett and Kerry(1979)の反射透過係数行列法を組み込んだ方法を用いている。なお、古生層基盤以深の速度構造は、この地域の地殻速度構造モデルを参照している。また震源パラメータ(メカニズム解や震源時間関数)は M4 クラスの地震を想定して、この地域で発生する代表的なものとした。このように作成された合成波形を使って 3.1 の方法と同様な解析を行った。この検証から、1.0Hz 以上の周波数帯域では S 波の上昇・下降波に対応するピークがはっきりと同定されたが、0.5~1.0Hz の周波数帯域においては 2 つのピークは明らかにはならなかった。サイン関数を用いれば、ピーク出現時刻のずれは検出できることは確認されているので、わずかであるとはいえ、S01-U03 の間の物性の違いによって波形が増幅されることにより、分解できなかったのではないかと考える。

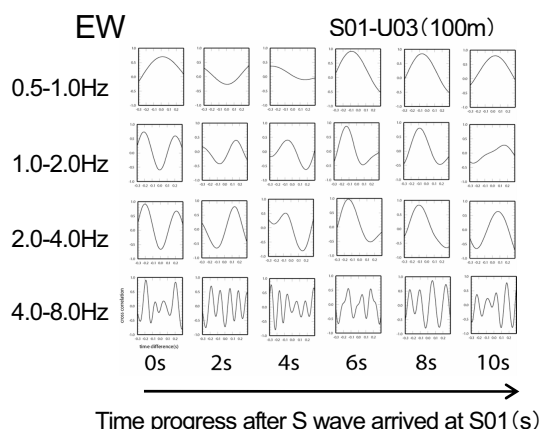


Fig. 7 Time-frequency cross-correlation functions of EW-component between 100m depth and the surface stations

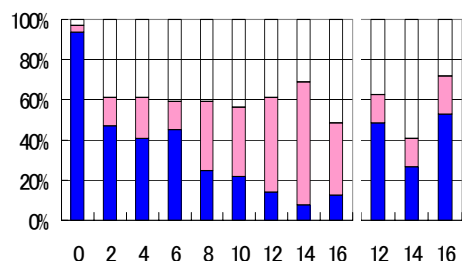


Fig. 8 Percentage of S-waves (blue), surface waves (pink), and other types for EW-component between 100m depth and the surface stations

4. 水平アレイ地震観測記録の解析

4.1 解析手法

前章では地中と地表地震記録の相互相関関数のピークを周波数帯、時間変化で注目することにより、S波到着以降の実体波・表面波の分類を行った。水平成分 1.0-2.0Hz 帯の解析から、直達S波部分はS波が卓越しているものの、S波の到着後2秒あたりより表面波と考えられる波が卓越していることがわかった。ここでは前章で見られた表面波のタイプと到来方向について地表設置アレイ記録を使って検討する。具体的にはセンプランス解析 (Neidell and Taner, 1971)により地震波の到来方向と見かけ速度を到着時刻を追って求め、鉛直アレイ地震観測記録の解析結果を参考にしながら、時間毎の wave type を分類することを試みる。

Neidell and Taner (1971)に従い成分毎にセンプランス値を求める。センプランス値 S_c の定義は(1)式で表される。

$$S_c = \frac{\sum_{j=k-N/2}^{k+N/2} \left\{ \sum_{i=1}^M f_{i,j} \right\}^2}{M \sum_{j=k-N/2}^{k+N/2} \sum_{i=1}^M f_{i,j}^2} \quad (1)$$

ここに M は観

測点の数を、 N は S_c を計算するウィンドウ時間幅(秒)を、

k はウィンドウの遅れ時間を、 $f_{i,j}$ はある成分の i 番目の

観測点における j 時点での時刻歴波形を示す。ここで地震波は地表水平アレイ地震観測点に平面波として入射すると仮定し、アレイ地震観測点の任意の1点(本研究ではS01)

を原点とした。 i 番目の観測点の位置ベクトルを X_i とす

ると、時刻 t はスローネスベクトル S と k を使って $t = k + S \cdot X_i$ と表せる。(1)式のように和をとり、 S_c が

最大となるような S をそれぞれの k に対して求める。ここでは鉛直アレイ地震観測記録の解析と同様に、4つの周波数帯を使い、 N はそれぞれの周波数帯の中心周波数の逆数で与えられる周期 T の3倍のデータ長として、 T (秒)ずつずらしながら到来方向と見かけ速度の経時変化を調べた。スローネスベクトル S の推定範囲は $0.0 - 3.3$ (s/km)、動径方向に 0.04 (s/km)、角方向に 1° ずつ変化させ、最大の S_c を与える見かけ速度(速さと到来方向)を推定した。

4.2 解析結果

鉛直アレイ地震観測記録の解析と同様に、前述のセンプランス解析を64個全ての地震記録に適用し、ウィンドウ時間毎、周波数帯毎の特徴を調べた。この分析には東西・南北成分のみならず、上下動成分も用いた。Fig. 9にその一例を示す。上図は解析に用いたある地震のEW成分に1.0-2.0Hzのバンドパスフィルターを通し、S波到着時を0.0秒としてそれ以降から主要後続波群に注目したもの、下図は水平波数領域でセンプランス値をコンターで示したもので、ピークの位置に対応する波数により地震波の到来方向(方位に対応)と見かけ速度の大きさ(原点から頂点までの距離が見かけ速さの逆数)を表す。直達S波到着部のウィンドウを見るとピーク位置が原点付近にあって大きい見かけ速度(鉛直下方に近い入射)を示しているのに対して、直達S波2秒以降のウィンドウ時間では見かけ速さも小さく、地震波の到来方向も変化していることがわかる。

このように地震波の到来方向を64個全ての地震につい

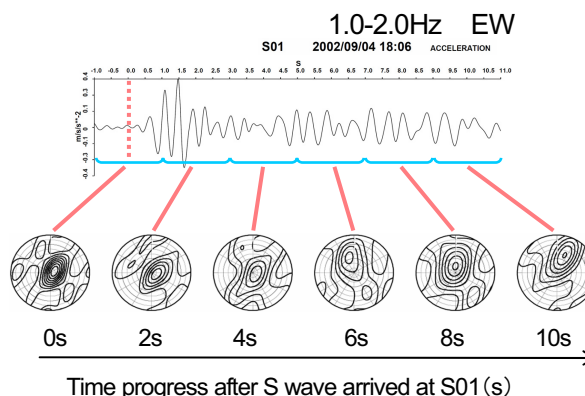
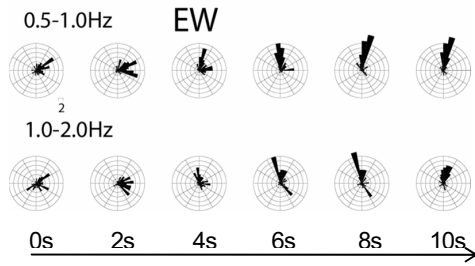


Fig. 9 Example of semblance analysis results.

Contour figures show distribution of semblance values for each time window

てS波到着時から10秒後まで2秒毎に求め、到来方向の頻度分布を調べた。Fig. 10には0.5-1.0Hz、1.0-2.0Hz帯のEW成分の結果をローズダイアグラムで示している。両周波数帯ともS波到着部分においては全方向、もしくは震央方向の分布に対応するように、東から到来する波が主であるけれども、S波到着後2秒後のウィンドウ時間では東から到来する波が主となり、4秒から10秒では、北から到来する波が主となっていることが見て取れる。ここには示していないが、より高周波数帯である2.0-4.0Hz、4.0-8.0Hz帯における後続波群の到来方向は、0.5-1.0Hz、1.0-2.0Hz帯で見られた到来方向の偏りはあまり見られず、比較的全方位より地震波が到来していることがわかった。



Time progress after S wave arrived at S01 (s)
 Fig. 10 Rose diagram of wave arrival direction distribution

次に、S波到着2秒後以降における地震波の見かけ速さについて分析を行う。Fig. 11はTable 2に示した岩田ら(2001)の1次元速度構造モデルを使って計算した理論Love波とRayleigh波の基本モードの分散曲線を示す。一方センプランス解析により周波数帯毎に推定された見かけ速さの頻度分布を、水平2成分と上下動成分おのおので求めた。Fig. 12にはそのうち0.5-1.0Hz、1.0-2.0Hz帯での水平動成分の結果を示す。見かけ速さにばらつきが見られるものの、最頻値を見ると低周波数帯では高周波数帯と比べて見かけ速さの値が大きくなっていることがわかる。Fig. 12の各矢印の範囲は、表面波の位相速度の範囲(Fig. 11)を示しており、センプランス解析で求められた見かけ速さは、Love波とRayleigh波の基本モードの速度範囲からやや大きな速度の範囲に高い頻度で分布していること

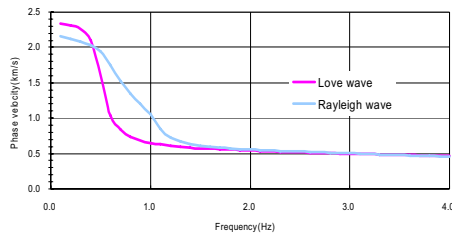


Fig. 11 Dispersion curve of the fundamental Love and Rayleigh waves. Model is shown in Table 2

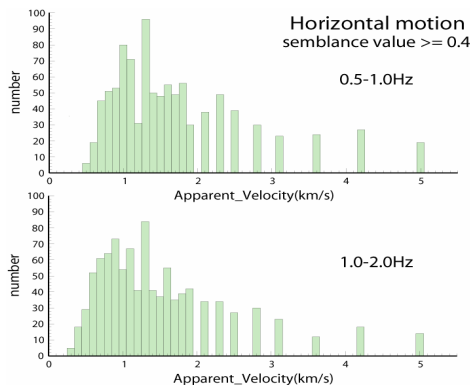


Fig. 12 Frequency distribution of apparent velocities in the later phase portion. Calculated Love (pink) and Rayleigh (blue) velocity ranges are also shown. がわかる。このことから、鉛直アレイ地震観測記録の解析

で見られたS波到着より2秒後以降の表面波と考えられた波群が、水平アレイ地震観測記録の解析からも主として表面波で構成されていることを示している。頻度の高い見かけ速さより速い見かけ速さをもつ波は、鉛直アレイ地震観測記録の解析結果から表面波が卓越した区間であることを考慮すると高次モードの表面波の可能性はあるが、7地震観測点で構成される水平アレイの分解能を考えると、ここでは可能性を指摘することとどめたい。

表面波が主となっているウインドウ時間がS波到着から2秒後以降の主要後続動部分に注目し、水平動の震動方向と波の到来方向の関係から、Love波タイプとRayleigh波タイプとの分離を試みた。このタイプを分ける際に用いた基準は、センプランス解析による到来方向の分解能も考慮して、震動方向と伝播方向が $\pm 30^\circ$ 以内の場合は、Rayleigh波、震動方向が到来方向と直交する方向に対して $\pm 30^\circ$ 以内の場合はLove波として、その他の場合と区別し、各ウインドウ時間におけるLove波、Rayleigh波の割合を調べた。ここでは、見かけ速度がFig. 11で示された理論Love波及びRayleigh波の基本モードの速度の範囲内にあるウインドウ区間を対象としている。Fig. 13に0.5-1.0Hz、1.0-2.0Hz帯での各ウインドウ時間毎のLove波タイプとRayleigh波タイプの頻度分布を各周波数帯毎に示した。この頻度分布からはRayleigh波タイプとLove波タイプ両方の波がほぼ同等、もしくはLove波タイプの波の頻度がやや多いということがわかった。

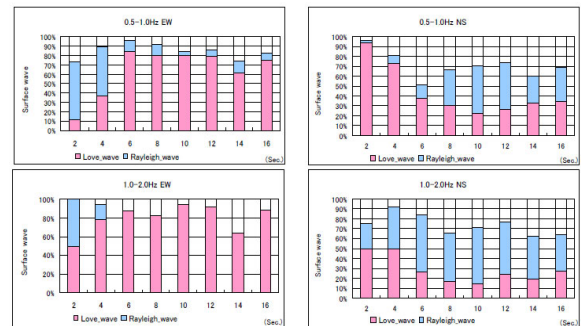


Fig. 13 Percentage of Love (pink) and Rayleigh (blue) wave types for later phases

5. 考察とまとめ

京都大学宇治キャンパスに設置されている3次元小スパニアレイ地震観測システムで得られた地震波形記録を用いて、京都盆地東端部のS波及びその後続動を構成する地震波のwave typeを分析した。

方位の較正された地震記録に基づいて、まず地表と地中観測点の鉛直アレイ地震観測記録の相互相関関数を求め

た結果、S波到着部分からその後続波群のうち、S波到着部分はS波として地震波が上昇・下降しているが、S波到着2秒後以降では地表と地中記録の到着時間差(位相差)がほとんどなく、表面波が卓越していると考えられる。

次に、地表水平アレイ地震観測記録を用いてセンブルン解析により地震波の到来方向と見かけ速度の推移を調べた。S波到着2秒後以降は震源の位置によらず主に東から地震波は伝播し、S波到着後4~6秒以降は主として北から地震波が伝播していることが分かった。S波到着後2秒以降の地震波の見かけ速度の頻度が高いものは、この地域の地下構造モデルから求められる基本モードのLove波、Rayleigh波の位相速度に近い値を示していることから、このようなタイプの表面波が卓越していると考えられる。したがって、S波到着2秒後に東から伝播する表面波は、宇治キャンパスの東、約1kmに位置する黄檗断層による盆地境界で、S波到着後4~6秒以降に主として北から到来する表面波は、観測点から北に位置する桃山丘陵の盆地境界でそれぞれ生じて伝播してきた可能性がある。盆地端部に近い地域においての地震動特性の評価にはサイト直下の構造だけではなく、周辺の構造の影響、特に不規則な構造の影響を考慮する必要がある。観測事実から想定されている2次的に生成された表面波かどうかは、Fig. 1で与えられるような3次元地下構造モデルに基づき数値シミュレーションによって検証する必要がある。

また後続波群はRayleigh波とLove波がほぼ同等に混在していると指摘したが、本研究の解析では、成分間の振幅の大小を比較していないため、wave typeのより定量的な評価には、振幅の情報も取り込んだ解析を今後行う必要がある。

謝 辞

京都大学防災研究所浅野公之博士、同研究所社会防災研究部門都市防災計画研究分野の赤松純平先生には多くの助言をいただきました。記して感謝致します。震源情報は気象庁一元化震源カタログ、そして京都大学防災研究所附属地震予知研究センターのSATURNによる自動震源情報

を使わせていただきました。地図をはじめとする図面の多くはGMT(Wessel and Smith, 1998)を使って作成しました。

参考文献

- 岩田知孝・本田利器・入倉孝次郎・佐藤忠信・澤田純男・中島正愛・山田浩二・相澤隆生 (2001): 京都盆地東南部における小スパン3次元アレイ地震観測, 日本地震学会講演予稿集, P094.
- 加藤研一・山添正稔・武村雅之 (2001): 中国・四国地方を対象としたKiK-net地中埋設地震計の設置方位の推定—鳥取県西部地震, 芸予地震の強震記録に基づく検討—, 地震2, **54**, pp.421-429.
- 狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規 (1971): 地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題, 京都大学防災研究所年報, 14-A, pp.203-215.
- 京都市 (2002): 平成14年度地震関係基礎調査交付金京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書, 106pp.
- 小泉尚嗣・佃栄吉・高橋誠・横田裕・岩田知孝・入倉孝次郎・上砂正一・高木清・長谷川昌志 (2002): 黄檗断層の地下構造調査, 地震2, **55**, pp.153-166.
- Bouchon, M. (1981): A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, Bull. Seism. Soc. Am., **71**, pp.959-971.
- Kawase, H. and T. Sato (1992): Simulation analysis of strong motions in the Ashigara valley considering one- and two-dimensional geological structures, J. Phys. Earth, **40**, pp.27-56.
- Kennett, B.L.N. and N. J. Kerry (1979): Seismic waves in a stratified half space, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., **57**, pp.557-583.
- Neidell, N.S. and M. T. Taner (1971): Semblance and other coherency measures for multichannel data, Geophysics, **36**, pp.482-497.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith (1998). New, improved version of Generic Mapping Tools released, Eos Trans. AGU, **79**, p.579.

Ground Motion Characteristics of South-East Kyoto Basin Site Using Three Dimensional Small Aperture Seismic Array at Uji Campus, Kyoto University

Chikako SHIRAKAWA and Tomotaka IWATA

Synopsis

Ground motion characteristics of South-East Kyoto basin site are studied using the three dimensional small aperture seismic array. From the analysis of cross correlation method between borehole and surface data, later phases after S-wave arrival mainly consisted of surface waves. Semblance analysis using horizontal array data also showed the surface waves. Those surface waves mainly arrived from North and Eastern directions and it would indicate that the surface waves were generated the basin edge of the Obaku fault (Eastern direction) and the Momoyama hill (Northern direction), respectively.

Keywords: Kyoto basin, basin-induced surface waves, 3D seismic array data, semblance analysis, surface waves