

阪神・淡路大震災—防災研究への取り組み— 阪神大震災を引き起こした強震動

入 倉 孝次郎

1. はじめに

都市直下に地震が起これば強震動が都市を直撃することは避けられないが、それによって大被害となるかどうかは必ずしも自然現象とはいえず、人為的問題にも関係する。都市が地震に対してどのような備えをしてきたかが問われることになる。1995年1月17日の兵庫県南部地震によって阪神・淡路地域が1923年関東地震以来の大被害を被った理由は何といても巨大都市圏が激しい強震動に襲われたことにあるが、このような強震動が極めて異常なものかそれとも予測可能なものだったかの検証が必要とされている。

この地震による被害の特徴の1つは、「震災の帯」と呼ばれる被害が帯状に集中する地域がみられたことである。被害の集中域は既に知られた六甲断層系からやや離れて平行して直線上に連なってみえることから、直下に伏在断層がありその断層が今回の地震の震源断層となったとの考えがだされている。しかしながら種々の機関のデータを集めて再決定された地震直後の余震分布は既存の活断層に沿って発生していて、「震災の帯」からずれており、「帯」の直下に震源断層があったとする考えに合致しない。阪神・淡路大震災のような大災害を再び繰り返さないように地震に強い町造りをすすめるためには被害の原因を明確にしておくことが重要である。

この地震では、想定される断層域の5 km 以内でこれまで公開されただけでも10地点以上で地盤上の強震記録が得られている。断層をとりまく100 km 以内では数10の観測点で貴重な記録が得られている。これらの強震動記録を用いて震源断層の位置や破壊過程のインバージョンの研究がすでになされている。しかしながら、なぜ構造物が崩壊したかを検討するため欠かせない震度7の地域における本震の強震動記録は殆ど得られなかった。ここでははじめに、震源断層と強震動の関係に関するこれまでに得られた知見を概括する。次に、波形インバージョンで得られた断層破壊過程を基に、3次元差分法を用いた数値シミュレーションおよび余震観測記録を用いて震度7地域の強震動の再現をおこなう。数値シミュレーションでは地震動の空間的分布の再現が可能であるが1秒よりも短周期の地震動の合成は困難である。経験的グリーン関数法はより短周期を含む強震動の再現が可能であるが余震観測点に限られる。

本論では数値的シミュレーションと半経験的地震動合成を相補的に用いて、なぜ震災の帯といわれるような被害の集中域が生じたか、について定量的を吟味を行う。

2. 震源断層と強震動

震源断層はどこか

この地震は気象庁マグニチュード7.2で、明石海峡付近深さ20 km に発生した。本震直後の余震は図1に示されるように既にこれまで活断層として知られていた六甲断層系に沿って起こっている。震源となった断層について、断層淡路側では野島断層沿いに地表断層が現れたが、神戸側では地表断層は特定されていない。余震は一般に本震の震源域およびその延長域に沿って発生するので、本震の時の断層が動いたかは余震分布から知ることができると考えられてきた。しかしながらこの地震による被害は余震分布とは異なり、

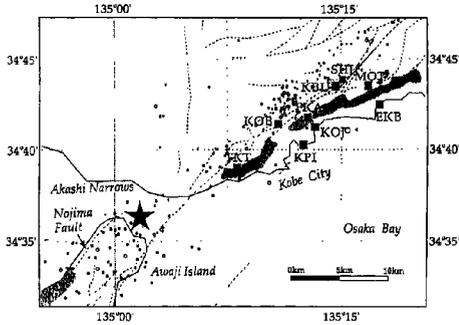


Fig. 1. Strong motion observation stations (solid square) in the proximity of the causative faults. The star and open circles indicate the epicenters of the mainshock and aftershocks occurring from 10.00 to 24.00 on January 17, 1995.

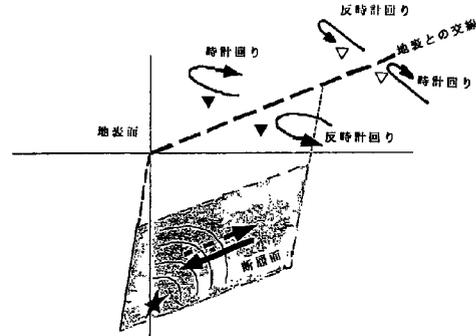


Fig. 2. Illustrated particle motion diagrams in horizontal plane expected from a finite-area faulting.

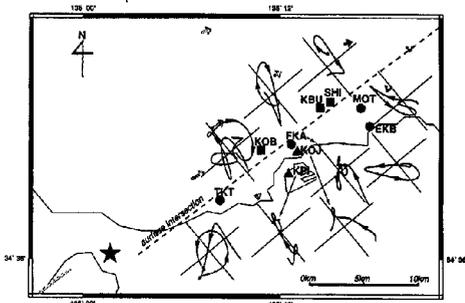


Fig. 3. Observed particle motions from the third subevent lying beneath Kobe.

断層系から南に1~2 km 離れて、带状に神戸、芦屋、西宮市にいたる範囲に広がっている。地震の被害も一般に断層の動きに関係していると考えられることから、この被害の集中域の直下に知られざる断層があるとの考えもだされている(嶋本, 1995)¹⁾。

余震は必ずしも本震の断層面上にのみ起こるわけではなく余震分布のみからどの断層が動いたかを特定することは困難である。この地震の震源断層がどこかは带状の被害の集中がどうして生じたのかを正確に知る上で欠かすことができない問題である。そこで私達は断層運動によって生成された地震動の記録から本震の時の断層の位置やすべり分布を推定を行った (Sekiguchi et al.,

1996 a)²⁾。

震源近傍域における強震動記録は神戸市内の9つの観測点 (Fig. 1) で得られている。断層破壊が通過するとき、右横ずれの性質から、断層に直交方向の揺れが卓越し、その向きは断層のどちら側も破壊の進行方向に対し右から左方向に揺れ、一方断層に平行な揺れは断層の北西側の地面は北東方向に揺れ、断層の南東側は南西方向に揺れる。断層が地表に到達しないときは、断層直上を境に断層に平行な揺れの方向が逆転するため、断層近傍では断層平行な揺れは小さく、断層平行な揺れの向きを特定することは極めて困難である。そこで断層面を破壊が進むときに断層近傍域に生成される地震動の軌跡 (particle motion diagram) を描いてみると、Fig. 2のように、断層面に挟んで地面の揺れの軌跡は逆向きの回転を示す。

実際に観測された震源近傍の地震動は Fig. 3に示されるように理論的に予測されるとおりどの点でも断層直交成分が卓越する。水平面内での地面の揺れの軌跡は場所により時計回りか反時計回りとなり逆向きの回転運動がみられる。KOB (海洋気象台), KBU (神戸大学), SHI (新神戸) では時計回りを示し、一方TKT (鷹取), FKA (葺合), MOT (本山) は反時計回りとなっている。従って Fig. 2からわかるように神戸直下に位置する断層面の地表との交線は KOB, KBU, SHI の南東, TKT, FKA, MOT の北西に位置することになる。

破壊がスタートする明石付近の断層運動に対応する地震動の初動部の軌跡からはこれらの観測点は断層面の延長の南東側に位置することがわかる。これらの結果を満足するには Fig. 4に示されるように神戸側に

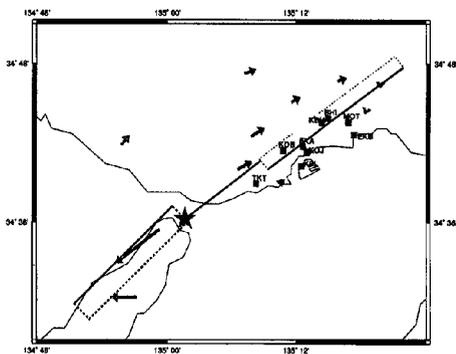


Fig. 4. Map showing locations of causative fault segments. Arrows show static displacements by geodetic measurements.

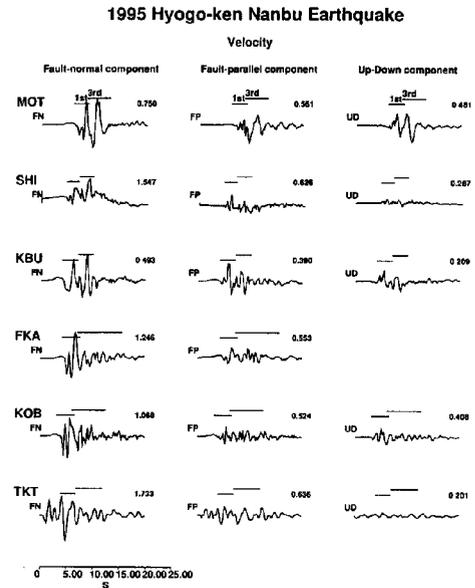


Fig. 5. Observed velocity waveforms at near-source stations. Left, middle, and right are horizontal fault-normal-component, horizontal fault-parallel-component, and vertical component, respectively.

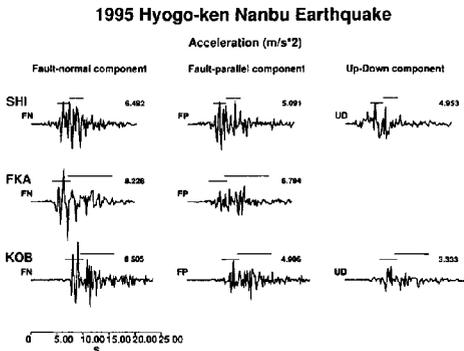


Fig. 6. Observed acceleration waveforms at near-source stations. Left, middle, and right are horizontal fault-normal-component, horizontal fault-parallel-component, and vertical component, respectively.

明石海峡から北東の神戸側に進み、途中南にステップオーバーして2つの断層面(BとC)を形成したと考えられる。断層面Bはディップ90°で既存の活断層に沿い、断層面Cは北西に約85°傾き、地表面との交線が震度7の帯のやや北側で活断層帯の南端付近に位置する。

震源近傍の強震動

断層近傍の観測点で得られた強震動の速度記録と加速度記録が Fig. 5 と Fig. 6 に示される。明石海峡付近から神戸に向かった破壊の進行に沿って、Fig. 5 の下から上に、TKT (鷹取), KOB (神戸海洋気象台), FKA (葺合), KBU (神戸大学), SHI (新神戸), MOT (本山第1小学校) での記録が並べられている。図の左と中央は断層直交方向および断層平行な水平動、図の右は上下動である。Fig. 5 の速度記録はどの観測点も断層直交方向の水平動は2つの大振幅のパルス状の震動を示しているが、断層に平行な水平動や上下動は相対的に小さくパルス状の波も顕著でない。

このパルス波は断層面を破壊が進行するときその前方方向にみられるもので、これまでにもカルフォルニアの地震などで観測されている。この断層破壊の伝播方向に依存した地震動特性の変化は“指向性 (directivity)”と呼ばれるものである [Heaton et al. (1995)³⁾, 額額 (1995)⁴⁾]。Fig. 6 の加速度記録では速度に比



Fig. 7. Map showing severely damaged zones (shaded), permanent (triangle) and temporal (square) observation stations in Higashinada ward, Kobe city. The temporal stations were deployed for after-shock observation. Thick solid lines indicate the locations for seismic profiling, 1: Ishiyagawa line and 2: Okamoto line.

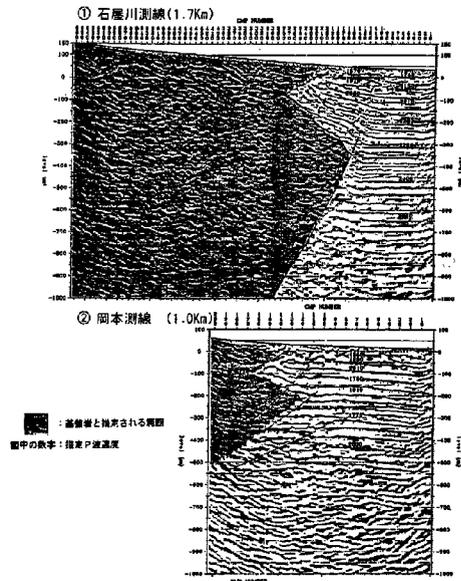


Fig. 8. Seismic profiles at the Ishiyagawa and Okamoto lines. Dark-color and light-color parts show rock and sediments, respectively.

べてパルス波はそれほど顕著ではない。これはパルス波がやや長周期 (Fig. 5 では 1~2 秒) が卓越しているためと思われる。パルス波の周期は断層面でのアスペリティーの大きさに依存している。Heaton 他 (1995)³⁾ はこれらのパルス波は高層の建物や中低層の免震構造物の耐震性に重要な影響を及ぼすことを指摘している。額額 (1995)⁴⁾ は兵庫県南部地震の長周期パルス波が建物被害の主要原因となった可能性を指摘している。

3. 断層近傍の地下構造と余震観測記録

断層近傍の地下構造

この地震の直後から活断層調査を目的として地質調査所や兵庫県などにより震源域周辺で反射法探査や深層ボーリングによる大がかりな地下構造調査がなされている。しかしながら現在のところ公的機関による調査結果はまだ正式に公表されていない。民間団体である関震協は、地震の直後に地震被害と地下構造の関係を明らかにするため、この付近の被害集中域を横断する測線 (Fig. 7 の測線①と②) で油圧インパクトを震源とする反射法探査を実施し直ちに公表している。結果は Fig. 8 で示されるように北側の丘陵部で基盤が典型的な逆断層の形状を有しており南側の平地部では堆積層が急激に 1 km 以上の厚さとなっている。兵庫県により最近なされた、より強力なバイプロサイスによる反射法探査では基盤岩の形状も明瞭にみられ、堆積層は神戸市平地部直下で急激に深くなり (約 1 km) 南部に緩やかに深く (沿岸部で約 1.5 km) なることがわかってきている。

余震観測記録

私達は本震直後から東灘区付近で断層に近い丘陵部から被害集中地域を横断する南北方向のアレー状の臨時強震観測網 (Fig. 7) を作り余震観測を行った (Iwata, et al., 1995)⁵⁾。この観測網のほぼ直下に発生したマグニチュード 3.2 の地震 (震央が KMC の北約 0.7 km, 深さ 3.8 km) による地震動の空間的变化が Fig.

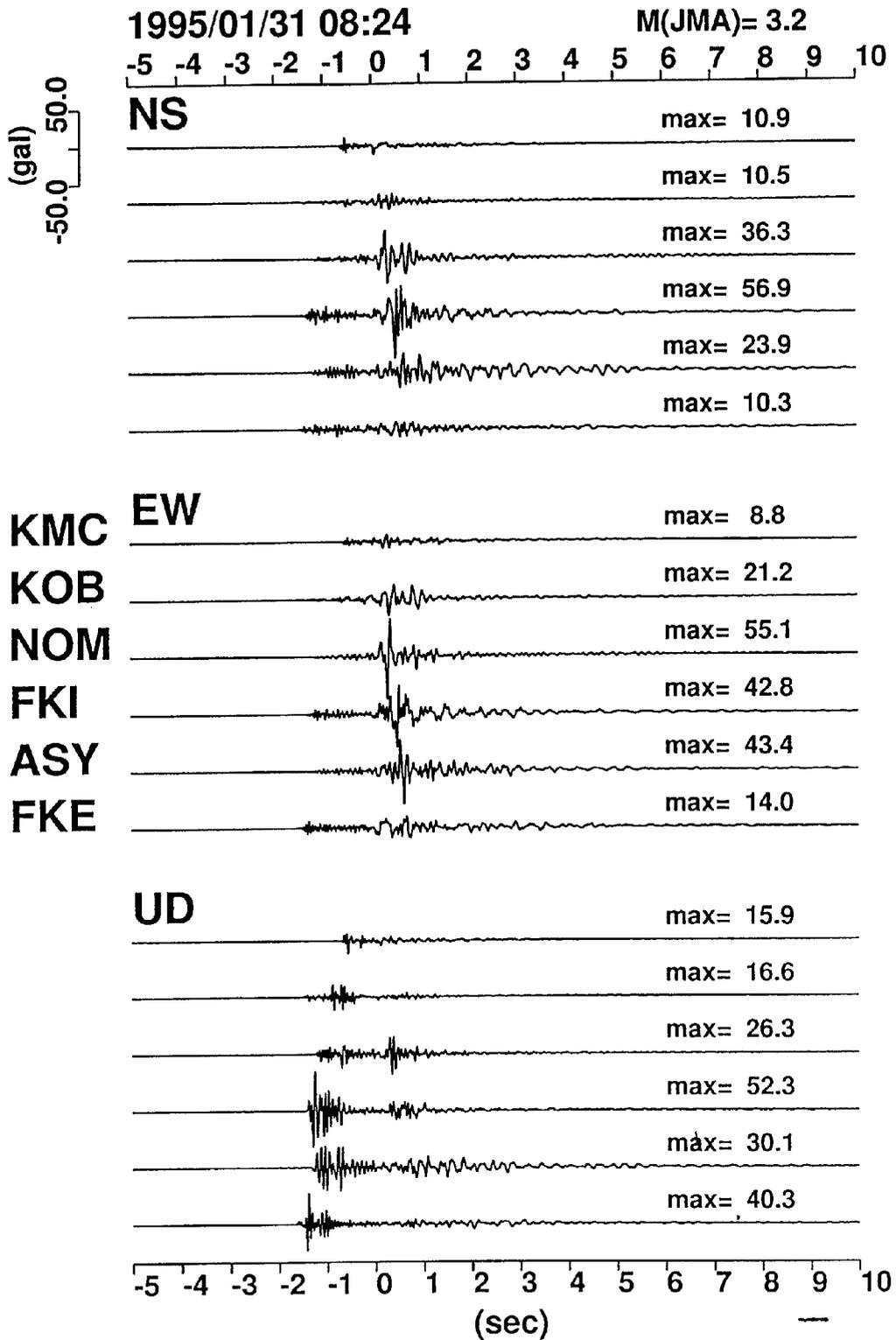


Fig. 9. Observed ground accelerations at stations shown in Fig. 7 from the M 3.2 aftershock (Jan. 31 1995) whose hypocenter is located about 0.7 km north of KMC and about 3.8 km deep.

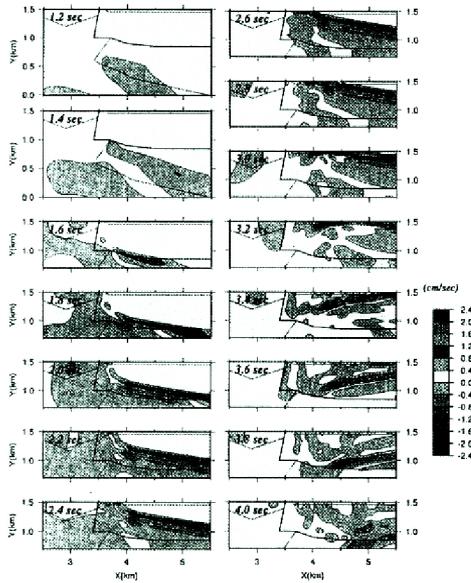


Fig. 10. Snapshots of synthetic velocity motions from the M 3.2 aftershock (Jan. 31, 1995) using the 2.5 Finite Difference Method. The lapse time T for each snapshot is noted at upper left from 1.2 to 4.0 sec. The amplitude levels are plotted as the shades of colors.

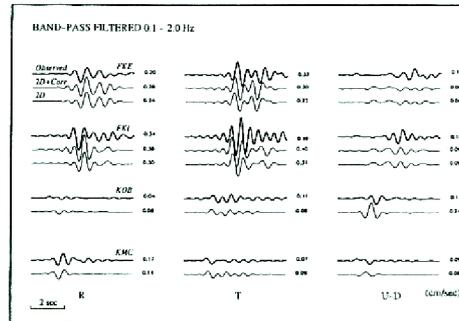


Fig. 11. Comparison between the synthetic velocity seismograms and the observed one from the M 3.2 event. 2D: synthetics for 2D structure model and 2D+Corr: synthetics for 2D model corrected by 1D soft surface layer model. R: horizontal radial, T: horizontal transverse, and U-D: vertical components. The seismograms are band-pass-filtered between 0.1 and 2.5 Hz.

9に示される。断層域の北側の岩盤地域 (KMC) および南側でも岩盤の極近傍域 (KOB) では地震動は相対的に小さく、南側の被害集中域 (FKI) では地震動が大きく増巾されるが、さらに南側の沿岸部 (FKE) では地震動がやや小さくなっていることがわかる。神戸側の断層近傍域で発生した余震からの地震動はほぼ同様の特徴を示している。

神戸市直下余震 (マグニチュード3.2) の地震動のシミュレーション

これまでに得られた反射波断面を参考にしてこの付近の地下構造を2次元でモデル化し地震動の数値シミュレーション (2.5次元の差分法) を試みた (Pitarka et al., 1996)⁶⁾。ここでは基盤側の KMC から北方約 0.7 km 深さ3.8 km にある横ずれ地震 (1995年1月31日のM3.2地震に対応) を想定する。震源から放射された地震波が基盤から堆積層へ伝播する様子が15枚のスナップショットとして Fig. 10に示される。各パネル左上に示される時刻は震源からの経過時間を意味する。震源からの地震波は基盤内では地震波速度が一樣なので円上の波面を描きながら地表に近づく。その場合波面上の振幅分布は震源からのダブルカップルの放射特性に依存し一様ではない (経過時間: 1.2秒)。波面の一部が堆積層にかかると堆積層では地震波が遅いので波面の一部は遅れ始める (1.6-1.8秒) が、基盤を通過して早く地表に到着した波は基盤と堆積層の境界で2次的な表面波に変換され堆積層を進み始める (2.0-2.8秒)。この2次的表面波と堆積層を上がってきた実体波は基盤境界から少し離れたところで重なり合いフォーカシングのような現象で大振幅の地震動が形成される (3.0秒付近)。さらに進むと2つの波は分離してしまうので振幅はやや小さくなる (3.4-3.8秒)。

このようにして得られた合成波形 (Fig. 11の2D) が観測波形 (Fig. 11の Observed) と比較される。岩盤上 KMC やその近傍の MOT では合成波形と観測波形の振幅と位相がともに良く一致しているが、堆積上の FKI や FKE では合成は観測に比べ過小評価となっている。これはこの計算で最表層 (約10 m) の軟ら

Table Underground velocity structure near Fukuike primary school (FKI) in Higashinada-ward. Model 1: velocity structure including soft surface layer, and Model 2: velocity structure beneath FKI used for 2D simulation.

Model 1						
	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ	Qp	Qs	Width (m)
1	1800	125	1.6	70	30	10
2	1800	250	1.9	80	40	20
3	1800	500	2.2	200	80	520
4	2000	1100	2.2	350	170	380
5	4200	2850	2.2	700	300	100
6	5700	3200	2.4	1000	1000	∞

Model 2						
	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ	Qp	Qs	Width (m)
1	1800	250	1.9	80	40	30
2	1800	500	2.2	200	80	520
3	2000	1100	2.2	350	170	380
4	4200	2850	2.2	700	300	100
5	5700	3200	2.4	1000	1000	∞

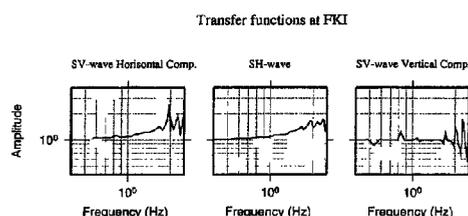


Fig. 12. Transfer functions at FKI to correct the effects of soft surface layers that are not considered in the 2-D simulation. The functions are given as spectral ratios between response for model 1 and that for model 2 shown in Table, calculated by Haskell's method.

かい沖積層（S波速度：125 km/s）を無視していることによると思われる。

そこで Fig. 10 で用いられた 2 次元速度構造を観測点の直下の構造を基に平行層に置き換えた構造モデル（Table の Model 2）と、さらに最表層をつけ加えた平行層モデル（Table の Model 1）を想定する。基盤から一定の角度での入射波に対するそれぞれの 1 次元構造の応答を $R2(f)$ と $R1(f)$ とし、それらの比 $R1(f)/R2(f)$ を最表層の効果を補正するための伝達関数 $T(f)$ (Fig. 12) とする。この伝達関数で補正を行った合成波形 (Fig. 11 の 2D+Corr.) は FKI と FKE 共に観測と良く一致する結果が得られる。

このことは、堆積地盤上で観測された地震動の振幅を説明するには基盤形状によるフォーカシングだけでなく表層での増幅を考慮する必要があることを意味している。

4. 震災の帯の生成原因

なぜ「震災の帯」といわれるような大被害の集中域ができたのかを明らかにするには震源からどのような地震動が生成され周辺域に伝播したのか検討が必要とされる。そのためには断層面でのスリップやスリップ速度分布、および断層周辺地域の地質環境、特に基盤岩形状や表層地質構造、による地震動の伝播メカニズムの検討が必要となる。

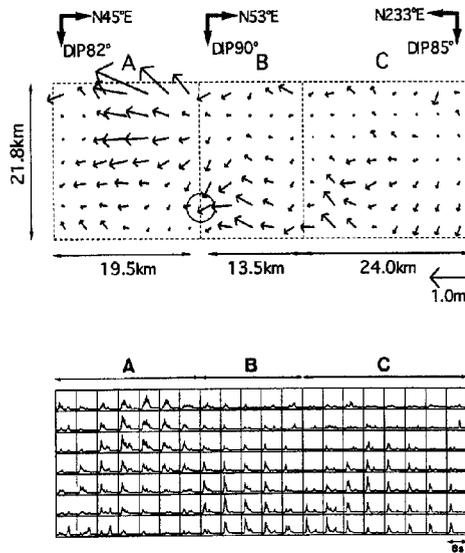


Fig. 13. Distribution of total slip vector (upper) and of moment rate function (lower) obtained from the waveform inversion using strong ground motion records.

断層面のスリップ分布

震源をとりまく領域で強震動記録が得られていると、その記録から逆に震源断層が地震時にどのように動いたのか推定できる。先に述べた余震分布および記録された強震動の揺れの軌跡から震源断層の位置および震源断層面を仮定し断層から100 km 以内で得られた約20点での強震動記録を用いて線形波形インバージョン (Hartzell and Heaton, 1983)⁷⁾により断層破壊過程の推定を行った (Sekiguchi et al., 1996b)⁸⁾。

強震動記録の波形インバージョンで求められた断層面内でのスリップ (ベクトル表現) の分布が Fig. 13上とスリップ速度時間関数が Fig. 13下に示される。ここで得られた全モーメント量は $191.2 \cdot 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$ となる。この値は強震記録の有効な周期範囲 (10秒より短周期) に対して得られた

もので菊池 (1995)⁹⁾により遠地実体波から求められたもの ($249. \cdot 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$) に比べて小さい。地震モーメントは静的なパラメータとして定義されるものなので、10秒以下の短周期域で有効な強震記録によるものは絶対値としては一般に過小評価される。Fig. 13に示される結果は断層面内での相対的な動きとして理解すべきものである。断層面内の破壊の時間的進行様様が Fig. 14に示される。断層破壊は明石海峡直下深さ約17 km を発震点として神戸方向はやや深いところを約30 km 進み淡路方向は浅い方向に約20 km 進んでとまったように見える。大きいスリップは3つ領域 (アスペリティー)、発震点である明石海峡直下 (ここでは第1イベントと呼ぶ)、淡路側の浅いところ (第2イベント)、および神戸側やや深いところ (第3イベン

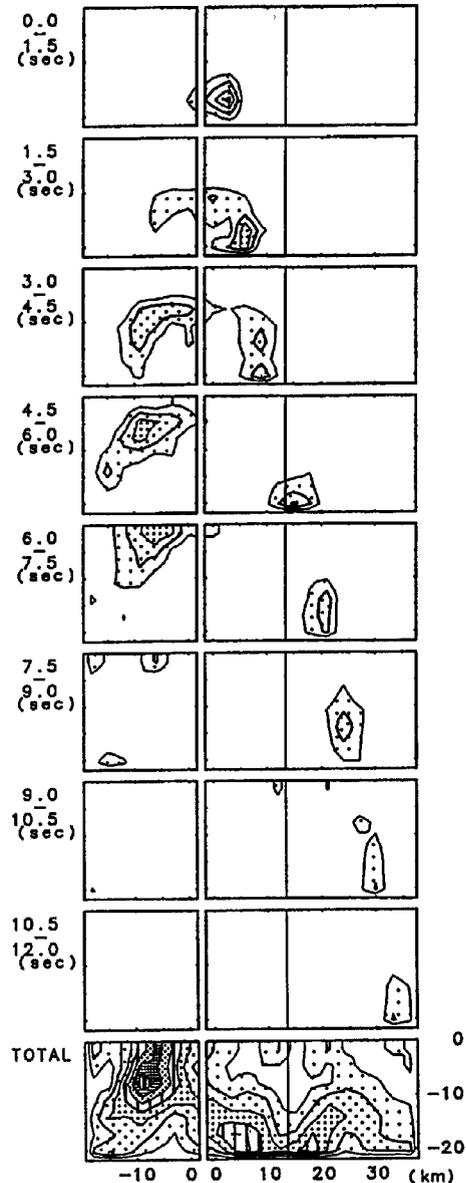


Fig. 14. Time progression of rupture (moment release) and distribution of total moment release. Each time window is 1.5 seconds.

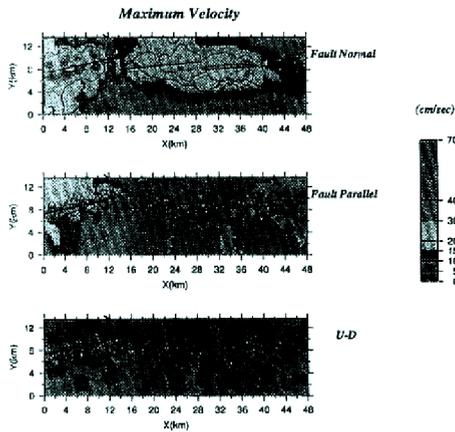


Fig. 15. Simulated peak velocity distribution on the surface for flat layer rock structure model considering the rupture process shown in Fig. 13. Upper, middle, and bottom show horizontal fault-normal (horizontal), fault-parallel (horizontal), and vertical components, respectively.

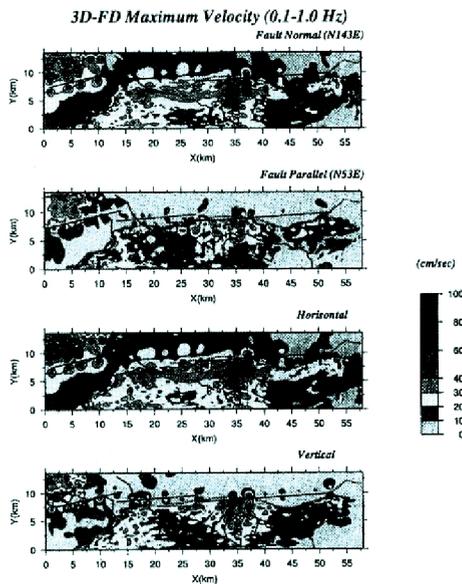


Fig. 17. Simulated peak velocity distribution on the surface for basin structure model considering the rupture process shown in Fig. 13. Uppermost, second, third, and bottom show fault-normal (horizontal), fault-parallel (horizontal), maximum horizontal, and vertical components, respectively.

BEDROCK TOPOGRAPHY

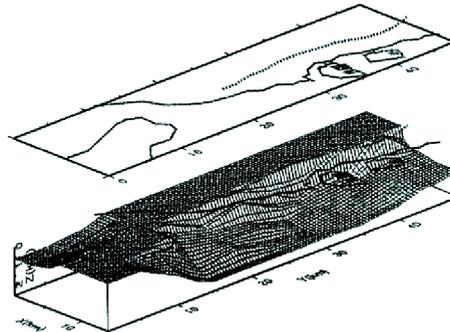


Fig. 16. Bedrock topography in the Kobe area used in the 3-D modeling.

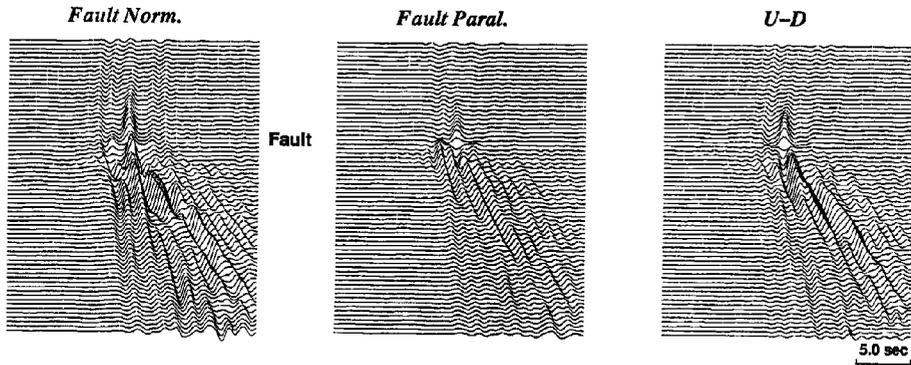
ト), で生じたことがわかった

震源近傍の地震動の理論的シミュレーション

インバージョンで求められた Fig. 13のスリップおよびスリップ速度関数を想定して震源断層から生成される地震動が3次元差分法で0から1 Hzの周波数範囲で計算される(Pitarka and Irikura, 1996)¹⁰⁾。地下構造ははじめ最表層を基盤岩 ($V_s=3.2$ km/s, $V_p=5.5$ km/s, $\rho=2.6$, $Q=30$) として平行構造 (最下層: $V_s=3.89$, $V_p=6.7$, $\rho=2.6$, $Q=50$) を仮定する。震源断層域における合成地震動の最大速度の分布が Fig. 15に示される。最大速度は断層 (図中に3つの実線で示される) 近傍では断層直交の水平動が最も大きく、断層面を中心として両側にはほぼ対称な振幅分布となる。神戸側も淡路側も断層進行方向で振幅が大きくなるが、淡路側の方が振幅が大きい。この最大速度の分布は断層破壊の進行方向で大きい指向性の影響を良く再現しているが、震災の帯のような神戸の平地部での被害の集中は再現されていない。

そこで各機関でなされた断層周辺地域での反射波断面を参考に、地下構造を Fig. 16に示されるように3次元でモデル化する。震源断層でのスリップ分布は Fig. 13として計算された地震動の最大速度分布が Fig. 17に示される。上から断層直交水平動, 断層平行水平動, 水平動 (断層直交と平行成分をベクトル合成), および上下動が示さ

Basin Model



Flat Layer Model (Rock)

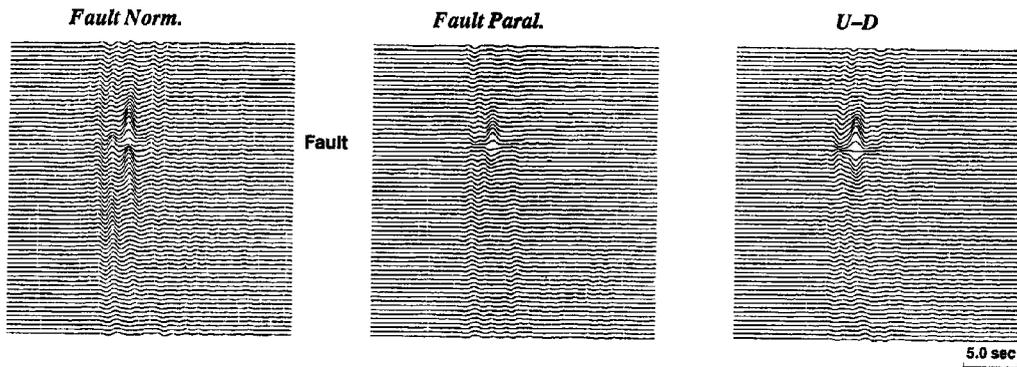


Fig. 18. Comparison of seismic record sections for basin model (upper) and for flat layer model (lower) along a line (Y-axis) at $x = 37$ km, almost perpendicular to fault plane.

れる。断層周辺で断層直交方向成分が卓越するのは平行構造の場合と同じであるが、振幅の大きい領域は神戸側では断層の南側、淡路側では断層の北側に帯状に連なって見える。破壊の進行がストップしたと考えられる地域 (図で $x=35\sim 40$ km) で水平動および上下動とも大振幅となっている。これらの最大速度分布は Fig. 1 に示される被害の集中域の分布と良く対応している。

3次元モデルに対する地震動 (速度波形) が断層面から横方向に伝播する様子 (Fig. 17で水平動成分の $x=37$ km でY軸に平行な測線上での地震波形) が Fig. 18に示される。図に Fault と記されたところが断層位置、それより上が断層北側、下が断層南側に対応する。観測波形でもみられたように、断層近傍では断層直交方向 (Fault Norm) に2つのパルス波が顕著にみられる。断層北側ではその振幅は距離と共に減衰する。断層南側の堆積層側では盆地端部で生成された表面波と断層震源からの直接波との干渉によって断層よりやや南に離れたところで大きな震動が形成される。断層平行な水平動や上下動は断層直上ではダブルカップルの放射パターンで節 (ノード) となるため振幅は小さいが、断層南側では同様に2次的に生成される波によって断層から少しは離れたところで振幅がおおきくなる。断層近傍での地震動の詳細をみるために Fig. 19で断層直上 (図中の

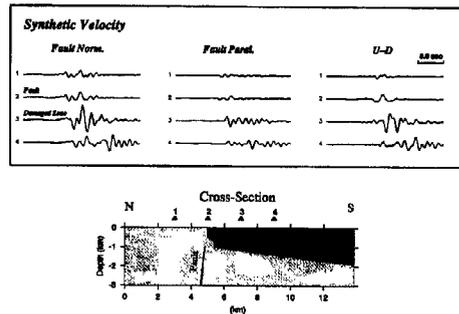


Fig. 19. Synthetic seismograms selected from seismic record section for basin model in Fig. 18. Cross section of assumed model is shown with locations of selected four sites.

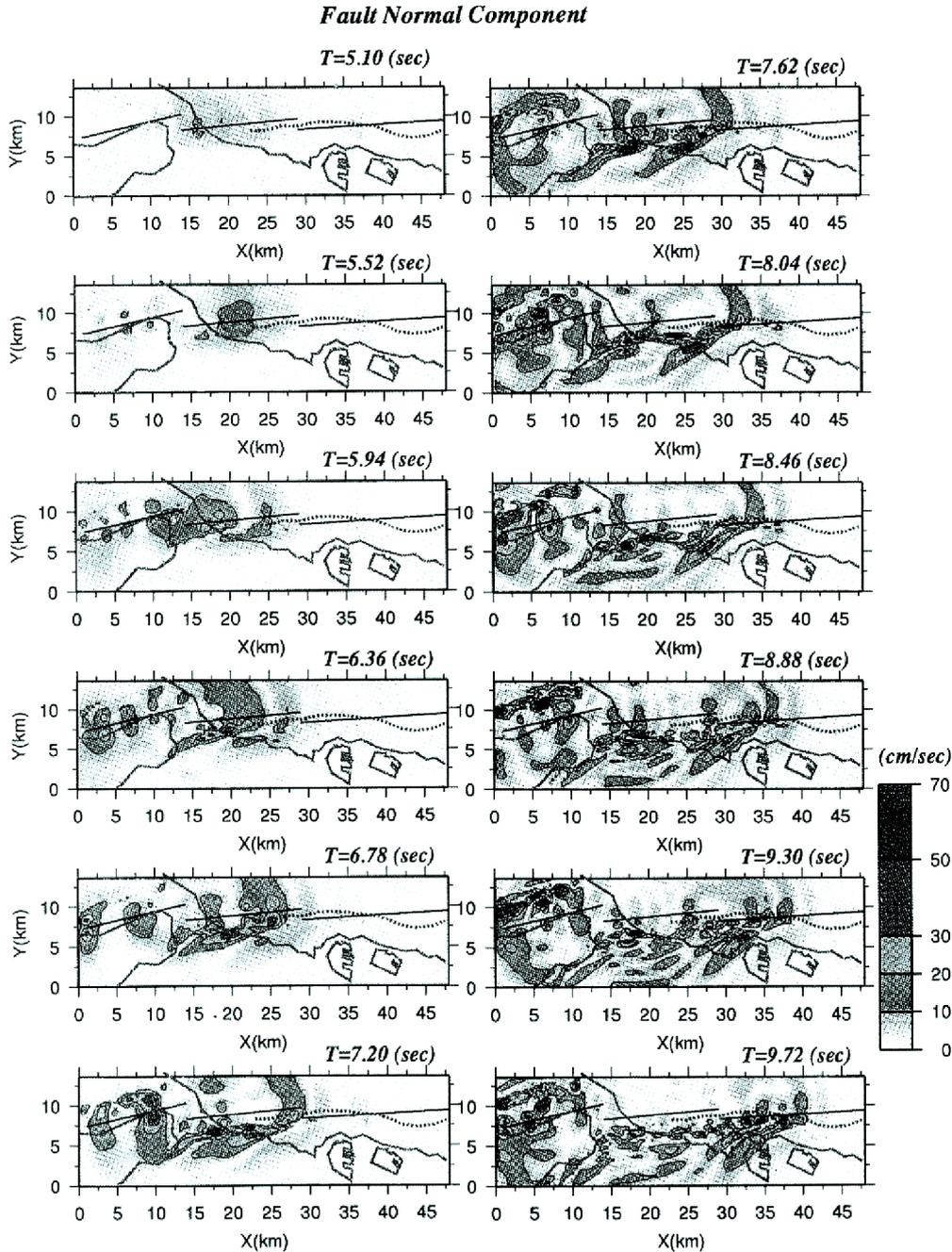


Fig. 20. Snapshots depicting velocity amplitudes of fault-normal component (N140°E) from T = 5.1 to 9.7 sec after the origin time of rupture.

地点2), 断層の北側2 km (地点1), 断層南側2 km (地点3), およびさらに断層南4 km (地点4) の速度波形が比較される。断層面での破壊伝播によって生成されたパルス波が断層直上(地点2)で顕著にみられ、盆地端部で生成された波動との重ね合わせで堆積層側でパルス波が震災の帯に対応する地域(上図の3)でさらに増大される様子が明瞭にみられる。

Fig. 18に示された計算結果に対するスナップショットが Fig. 20に示される。明石海峡付近深さ17 km で破壊がスタートして、T = 5.10秒から0.42秒間隔で9.72秒まで、震源断層から生成された地震動の伝播模様

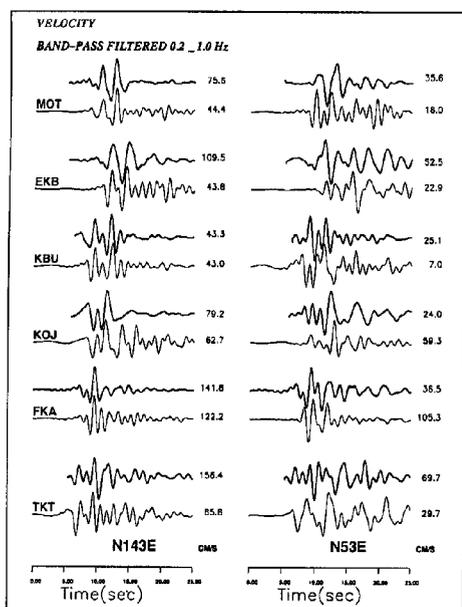


Fig. 21. Comparison of observed (solid thick) and synthetic (solid thin) velocity seismograms, band-pass-filtered at 0.2 to 1.0 Hz. Left: fault-normal (N143°E) component and right: fault-parallel (N53°E) component.

が示される。断層面上の破壊伝播により生成された地震動は断層北側の岩盤側では円上の波面を形成して伝わるが南側の遅い堆積層では断層上の破壊の先端を頂点として斜め方向に円錐的に伝わる。堆積層を円錐的に伝わる波と震源から上方に伝わってくるS波とが重なりあって神戸側では断層から南側2~3 km離れたところで大きな振幅の震動を形成している。同様の現象が淡路側でも断層の北1~2 km離れたところにみられる。これが地震の時に断層に平行する帯状の地域に被害が集中した原因と考えられる。

ここでのシミュレーションが現実に対応しているかどうかを判断するには合成された波形が観測されたものに一致しているかどうか重要となる。断層近傍域で本震の時に強震動を記録した観測点に対応する地点での合成波形(太線)が観測記録(細線)とFig. 21で比較される。合成および観測波形とも0.2-1.0 Hzのバンドパスフィルターを通したものである。岩盤に近い観測点であるKBUでの合成波形の最大値が観測に一致するように正規化してしめされている。どの点も主要動が良く一致していることがわかる。このことはシミュレーションに用いた震源モデルと

地下構造モデルが現実に近いものであることを示唆している。

5. 経験的グリーン関数を用いた震度7の強震動の再現

強震動合成のための震源モデル

本震の断層域に発生した余震の地震動は本震の時と同様の伝播媒質の影響を受けており、本震に対する適切な震源モデルが与えられれば、余震記録を経験的グリーン関数として本震記録の再現が可能となる[Irikura (1986)¹¹⁾]。はじめに本震と余震の両方の記録の得られている岩盤あるいは硬質地盤上の観測点[神戸大学(KBU), 千早(CHY)など]で余震記録を用いて本震記録の合成を行い、実際に得られた観測記録を再現できるか検証する。岩盤や硬質地盤の記録を用いるのは強震動時の地盤の非線形性の影響が少ないと考えられるからである。本震の震源モデルは先に述べた波形インバージョンにより求められた断層破壊過程を参考にして初期モデルを与え、合成波形と観測波形が良く一致するように改良された。このようにして得られた震源モデルはFig. 22に示されるように3つの主要な破壊域(アスペリティー)からなる。この震源モデルによる合成波形と観測波形との比較の一例(神戸大学, KBU)がFig. 23に示される。合成波形は観測波形に振幅と位相とも良く一致していることがわかる。震源域に近いその他の観測点についても同様の比較がなされ合成と観測が良く一致する結果が得られている。

震度7地域での強震動

私達は本震直後に震度7の領域およびその周辺で余震観測をおこなった。上で求められた震源モデルと臨時観測点で得られた余震記録を用いて本震の強震動の再現がなされた¹²⁾(Fig. 24)。

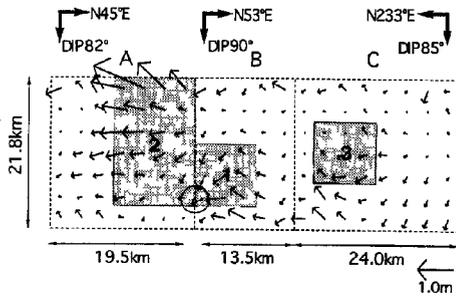


Fig. 22. Source model for simulating the mainshock using the empirical Green's function method. Three asperities (1, 2, and 3) are assumed considering the distribution of slip vectors from the waveform inversion shown by arrow marks. Seismic waves are generated only three events corresponding to the asperities. The parameters, strike, dip, moment, stress drop, rise time are taken to be 233°, 90°, $34. \times 10^{17}$ Nm, 86 bars, 0.6 sec, for event 1, 233°, 96°, 100×10^{17} Nm, 163 bars, 0.6 sec for event 2, and 233°, 85°, 18×10^{17} Nm, 86 bars, 0.6 sec, for event 3.

震度7の帯の中にある福池小学校 (FKI) と芦屋精道小学校 (ASY) での再現された強震動は2つのやや周期の長い (周期1~2秒) 大振幅のパルス状波形からなっている。これらは Fig. 22の震源モデルで明石海峡付近 (第1イベント) と神戸直下 (第3イベント) にある2つのアスペリティーに関係している。これらの2つのパルス状の震動の最大主軸は断層面に直交する方向にあり、第1および第3イベントの断層破壊の伝播による指向性効果によるものである。最大動は加速度約1,000ガル、速度約130カインの大きさとなる。

一方岩盤上の観測点 KMC に対して再現された強震動は破壊伝播の指向性の効果を同様にうけ、水平 (NS 岩盤上の地点も) 加速度および速度が300ガルと60カインで、岩盤での本震観測点 KBU と同様の大きさとなっている。岩盤上の地点も破壊伝播の指向性の効果は同様にうけているので震災の帯の原因を震源特性のみで説明できない。

震度7の強震動 (FKI と ASY) と震度6の強震動 (KOB) のレスポンス・スペクトルが Fig. 25で比較される。震度7の FKI, ASY では周期1~3秒の地震動が震度6の KOB に比べて明かに大きいことがわかる。それ以外の周期では顕著な違いはみられない。すなわち震災の帯での強震

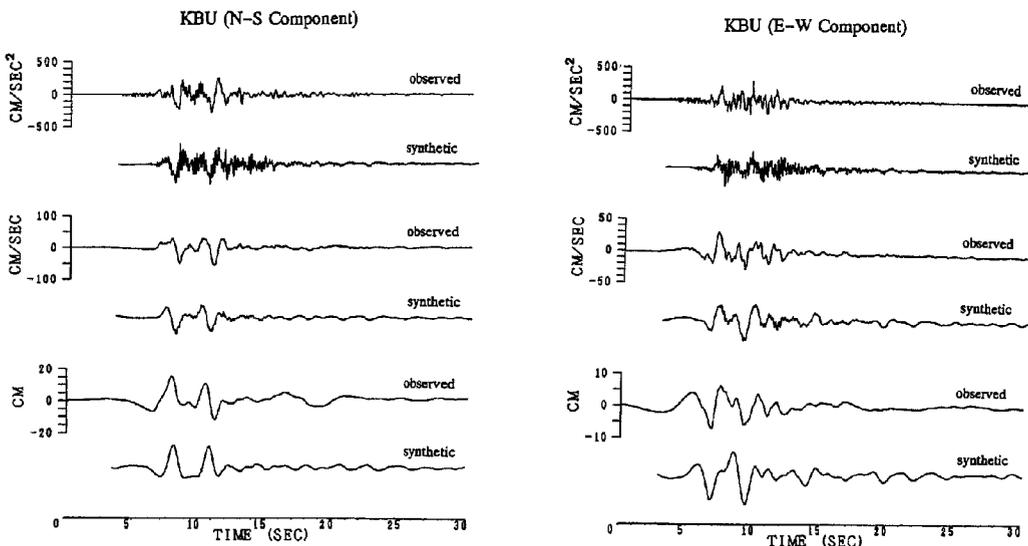


Fig. 23. Comparison between the synthetics and observed seismograms (acceleration, velocity, and displacement) at KBU, using aftershock records as the empirical Green's functions.

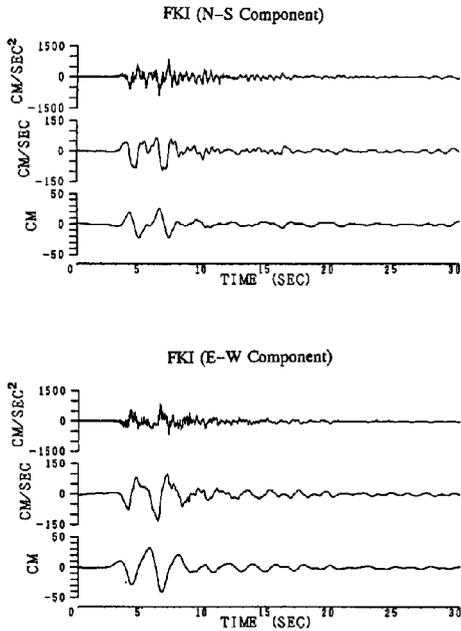


Fig. 24a. Simulated seismograms (acceleration, velocity, and displacement from upper) for the mainshock at FKl, using aftershock records as the empirical Green's functions.

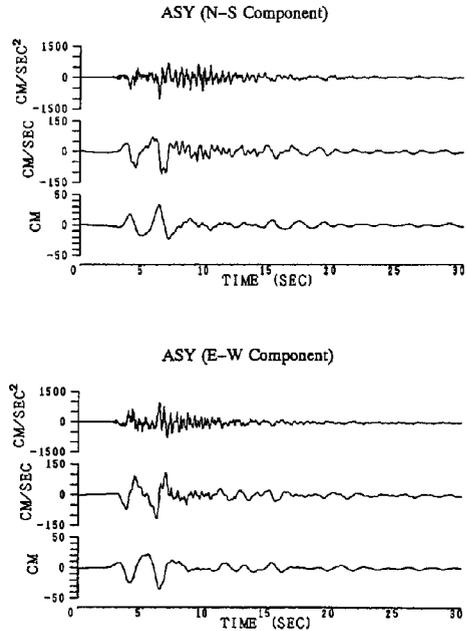


Fig. 24b. Simulated seismograms (acceleration, velocity, and displacement from upper) for the mainshock at ASY, using aftershock records as the empirical Green's functions.

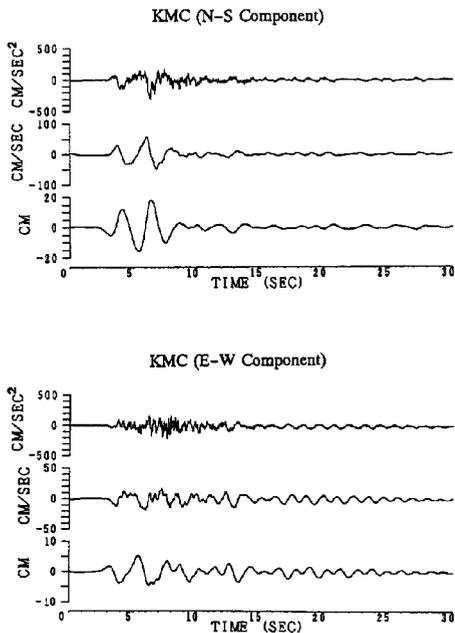


Fig. 24c. Simulated seismograms (acceleration, velocity, and displacement from upper) for the mainshock at KMC, using aftershock records as the empirical Green's functions.

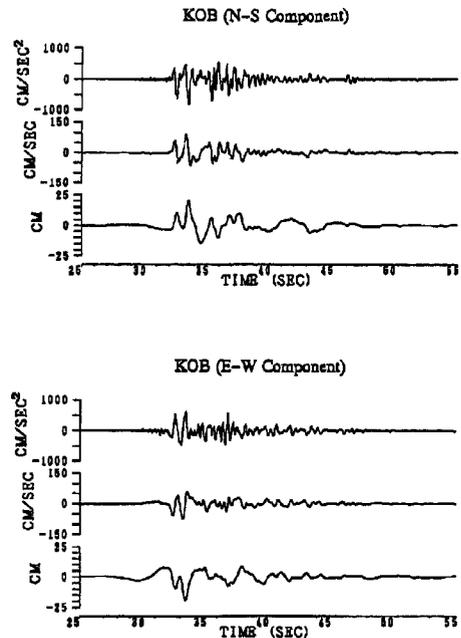


Fig. 24d. Observed seismograms (acceleration, velocity, and displacement from upper) from the mainshock at KOB.

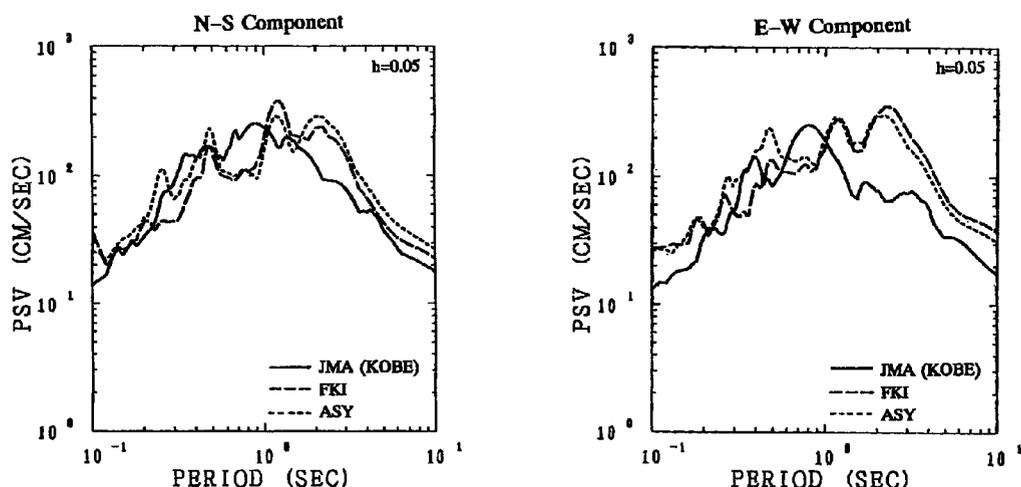


Fig. 25. Comparison of the pseudo velocity response spectra (PVRs) of the simulated seismograms at FKI and ASY in seriously damaged areas ranked JMA Intensity 7 and of the observed seismograms at KOB in less damaged area ranked Intensity 6.

動は断層破壊が神戸方向に進行したことにより生成された大きなパルス状の波が堆積地盤の下にある基盤の形状や表層地盤による地震動増幅に依ってさらに拡大されたものと考えられる。このような強震動が木造家屋や中低層構造物の倒壊を引き起こすもととなったと考えられる。

おわりに

本研究は大災害をもたらした兵庫県南部地震の強震動がどのように生成されたかの解明を試みている。地表には現れなかった神戸側での震源断層の詳細位置が震源近傍での強震動の揺れの方向（粒子運動の軌跡）により推定された。震源断層の延長と地表面との交線は六甲断層系の南端に近いところに位置し、震災の帯よりも北に1～2 km ずれている。震源をとりまく観測点で得られた強震動記録を用いて線形波形インバージョンにより推定された断層破壊過程から、主要な破壊は3つのアスペリティー、発震点である明石海峡直下、淡路側の浅いところ、および神戸側やや深いところ（深さ約15 km）で生じ、いずれも右横ずれの動きが卓越していることがわかった。

断層近傍に位置する神戸の観測点で断層直交方向の水平動は2つの大振幅のパルス状の震動を示している。この2つのパルスは、インバージョンにより推定された断層破壊過程を用いてなされた数値シミュレーションにより横ずれ断層で破壊伝播による指向性（directivity）によるもので、神戸側の2つのアスペリティーで生成されたものであることが確認された。パルスの長さはアスペリティーの大きさに関係する。

反射法探査に基づいた2次元構造を考慮した余震のシミュレーションで、基盤から堆積層を上方に伝播してくる波と基盤岩と堆積層の境界で2次的に生成され堆積層を水平に伝わるいわゆる盆地生成表面波との建設的な干渉によって境界から1～2 km 離れた盆地側に地震動の大きな振幅が形成されることが示された。さらに、3次元構造を考慮した本震のシミュレーションでは、破壊伝播の指向性効果により形成された長周期パルス波と堆積層境界で生成され堆積層を円錐波的に伝わる波とが重なりあって神戸側では断層から南側1～3 km 離れたところで大きな振幅の震動が形成されることが確認された。同様の現象が淡路側でも断層の北1～2 km 離れたところにみられる。これが地震の時に断層に平行する帯状の地域に被害が集中した原因と考えられる。

震源インバージョン結果を基に、3つのアスペリティーを仮定した震源モデルを用いて余震記録を経験的

グリーン関数法として合成された本震の地震動は観測と良く一致することが確かめられた。東灘区の震度7の「震災の帯」で観測された余震記録を用いて再現された強震動も周期1～2秒の顕著な2つの長周期パルス波からなり、最大加速度約1,000ガルで最大速度約130カインの大きさとなる。震度7地域の強震動のレスポンス・スペクトルは震度6の地域に比べて周期1～3秒で顕著に大きくなっている。この長周期パルスと構造物被害の集中との関連性は今後検討すべき重要課題の1つであろう。

謝 辞

本論のなかで、関西地震観測研究協議会、(財)大阪土質試験所、(株)阪神コンサルタンツ、気象庁、建設省土木研究所、運輸省港湾技術研究所、神戸市開発局、清水建設株式会社和泉研究室、関西電力、大阪ガス、JR総研等から提供していただいた阪神地域の地下構造資料およびデジタル強震記録を用いております。京都大学防災研究所地震動部門の皆様、京都大学原子炉実験所釜江宏博士には多大の協力を得て本稿をまとめることができたことを感謝します。

参考文献

- 1) 嶋本利彦：“震災の帯”の不思議，科学，Vol. 65, 1995, pp. 195-198.
- 2) Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi, M. Hoshiya: Determination of the location of faulting beneath Kobe during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake from near-source particle motion, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 23, 1996a, pp. 387-390.
- 3) Heaton, H. Heaton, John F. Hall, David J. Wald, and Marvin W. Halling: Response of high-rise and base-isolated buildings to a hypothetical Mw 7.0 blind thrust earthquake, *Science*, Vol. 267, 1995, pp. 206-211.
- 4) 額瀨一紀：カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震，科学，Vol. 66, 1996, pp. 93-97.
- 5) Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase, K. Irikura, and K. Matsunami: Array observation of aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake at Higashinada Ward, Kobe city, *Journal of Natural Disaster Science*, Vol. 16, No. 2, 1995, 41-48.
- 6) Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and T. Kagawa (1996) : Basin structure effects in the Kobe are inferred from the modeling of ground motions from two aftershocks of the January 17, 1995, Hyogo-ken Nanbu earthquake, *J. Physics of the Earth*, Vol. 44, 1996, In print.
- 7) Hartzell, S. H. and T. H. Heaton: Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 73, 1983, pp. 1553-1583.
- 8) Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi, M. Hoshiya: Minute locating of fault planes and source process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake from the waveform inversion of strong ground motion, *J. Physics of the Earth*, Vol. 44, 1995, in print.
- 9) 菊地正幸：遠地実体波による震源のメカニズム，月刊地球，号外 No. 13a, 1995, pp. 47-53.
- 10) Pitarka, A. and Kojiro Irikura: Modeling 3D surface topography by finite-difference method: Kobe-JMA station site, Japan, case study, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 23, No. 2, 1996, pp. 2729-2732.
- 11) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Symp.*, 1986, pp. 151-156.
- 12) 釜江宏・入倉孝次郎：1995年兵庫県南部地震の断層モデルと強震動のシミュレーション，日本建築学会構造系論文集投稿中，1996.

Near-Fault Ground Motions Causing the Great Hanshin Earthquake Disaster

By *Kojiro* IRIKURA

Sinopsis

The ground motions in the near-fault region in Kobe from the Hyogo-ken Nanbu earthquake were characterized by two large long-period (1 to 2 seconds) pulses due to forward rupture directivity. We confirmed that at heavily damaged sites the large long-period pulses were further amplified due to the basin edge effects from the 3-D simulation by the finite difference method. We also simulated the strong ground motions at the heavily damaged sites by the empirical Green's function method, showing two distinct pulsive-motions with peak acceleration of about 100 gals and peak velocity of 130 cm/s.