

## 10 - 6 近地強震動記録による 2005 年 3 月 20 日福岡県西方沖地震 (M7.0) の震源過程 Source Process of the 2005 West off Fukuoka Prefecture Earthquake (M7.0) Derived from Near-fault Strong Motion Data

防災科学技術研究所

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

2005 年 3 月 20 日、10:53 に発生した福岡県西方沖の地震 (33.739, 130.176, 9.2km; 気象庁) について、K-NET<sup>1)</sup>、KiK-net<sup>2)</sup> の断層近傍の強震動波形記録を用いて、震源過程のインバージョンを行った (第 1 図)。この地震は Hi-net<sup>3)</sup> の P 波の押し引き分布および F-net のモーメントテンソル逆解析の結果から、北西 - 南東方向に走向を持つほぼ垂直な左横ずれ断層と考えられる。余震分布の走向は F-net<sup>4)</sup> のモーメントテンソル解の走向と調和的である。

本震の際、多くの観測点において波形の先頭部分に小振幅の P 波 (P1) が観測され、その後に振幅の大きな波 (P2) が観測された (第 2 図、第 3 図)。このような波形の特徴は余震では観測されないことから震源起源のものであり、破壊開始点付近での初期破壊フェーズであると考えられる。また、余震の波形から推定される S-P 時間は、福岡平野でおよそ 5 ~ 8 秒程度である。P1 に対応する S 波は振幅が小さいため P コーダにマスクされ、オンセットを読みとることが困難な観測点に関しては、余震の S-P 時間を参考にしながらオンセットを推定した。

断層モデルは、本震後 24 時間の余震分布の広がり参考に 40km × 20km とし、メカニズムは余震分布と調和的な F-net のものを用いる。Hi-net の再検測によって求められた震源を破壊の開始点とした。表面波などの影響を避けるために断層近傍の KiK-net の地中の記録 5 点を用い、さらに観測点分布などを考慮して K-NET および KiK-net の地上の観測点計 4 点を加えた合計 9 観測点の強震記録を用いてマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法<sup>5)</sup> により震源インバージョン解析を行った。記録された加速度波形に 0.1-1.0Hz のバンドパスフィルターをかけ、積分することにより得られた速度波形から S 波部 15 秒間を切り出し (S 波到達時刻 1 秒前から 14 秒後)、データとした。各小断層からの理論地震波形は、一次元速度構造モデル (第 4 図)<sup>6)</sup> を仮定し、離散化波数法<sup>7)</sup> と反射透過係数法<sup>8)</sup> により点震源の波形を計算し、これに小断層内部の破壊伝播の効果<sup>9)</sup> を付加することにより求めた。モーメントテンソル解のメカニズムのすべり方向 17° から片側 45° の幅の中に納める拘束条件と、時間的・空間的に近接したすべりを平滑化する拘束条件をかけた。平滑化の強さは、ABIC により妥当な値を選んだ。第一タイムウィンドウをトリガーする同心円の伝播速度は、観測と合成の波形の残差が小さくなるものを選んだ。

破壊は開始点から南東、すなわち福岡市街に向かって浅い方向に伝播し、最大アスペリティの位置は破壊開始点の南東、玄界島付近の深さ約 2-10km 付近に推定された (第 5 図)。玄界島では地震による多くの被害が報告されており、アスペリティからの距離が近いことにより、非常に強い地震動に見舞われたことが示唆される。また、断層破壊の進展 (第 6 図) を見ると、破壊開始直後約 3 秒間は小規模の破壊で推移し、その後、破壊開始点の東側のアスペリティの破壊へ転じている。このことは、最初に小振幅の波が数秒続きそのあと振幅の大きな波が続くという特徴が、多くの観測波形に見られることと整合する。このような数秒間の初期破壊の後に主破壊へ転じるという特徴は他の地震、例えば、2000 年鳥取県西部地震の震源過程の解析結果においても報告されている。

第 7 図 7 に示すように観測と合成の波形は概ね良く一致しているが、FKO006(K-NET) など、いくつかの近傍の観測点で周期 1 秒程度パルスが過小評価されている。その原因としては、S 波到達時刻

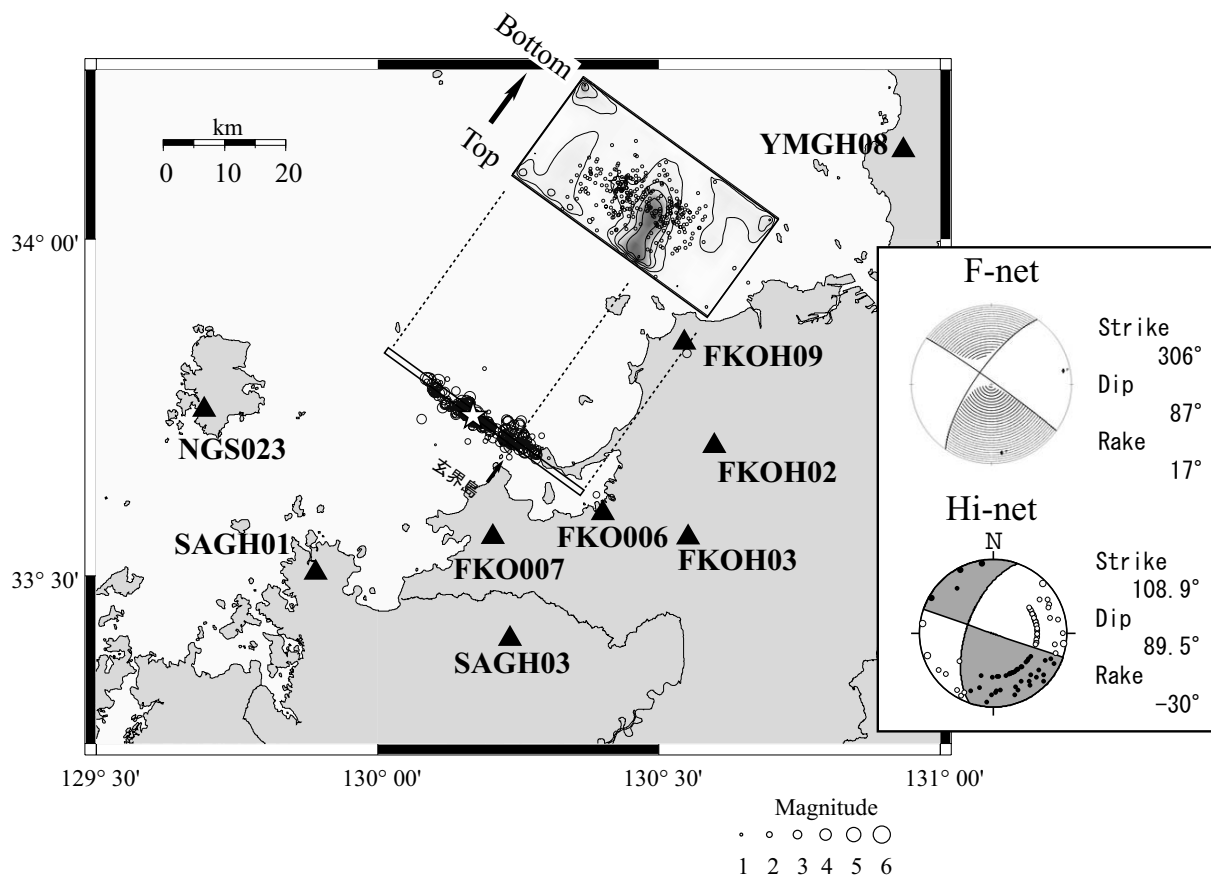
の評価（解析区間の切り出し）の誤差や、浅層の地下構造モデルの精度が十分ではないことなどが考えられる。この震源モデルを、地震動評価計算に用いる際は、1 Hz 付近の成分の発生が不十分である可能性があることを注意する必要がある。

インバージョンにより得られた最大滑りは 2.7m であり、断層面全体での地震モーメント  $M_0$  は  $1.4 \times 10^{19}$  Nm; ( $M_w = 6.7$ ) である。滑りの大きな部分は、余震が多く分布する領域とほぼ重なる。最適モデルを与える断層破壊モデルの「第一タイムウィンドウをトリガーする同心円の伝播速度」は 2.6km/s であり、震源付近の S 波速度のおよそ 7 割である。

(青井真、本多亮 #、関口春子 \*、森川信之、功刀卓、藤原広行  
# 現在、温泉地学研究所、\* 産業技術総合研究所)

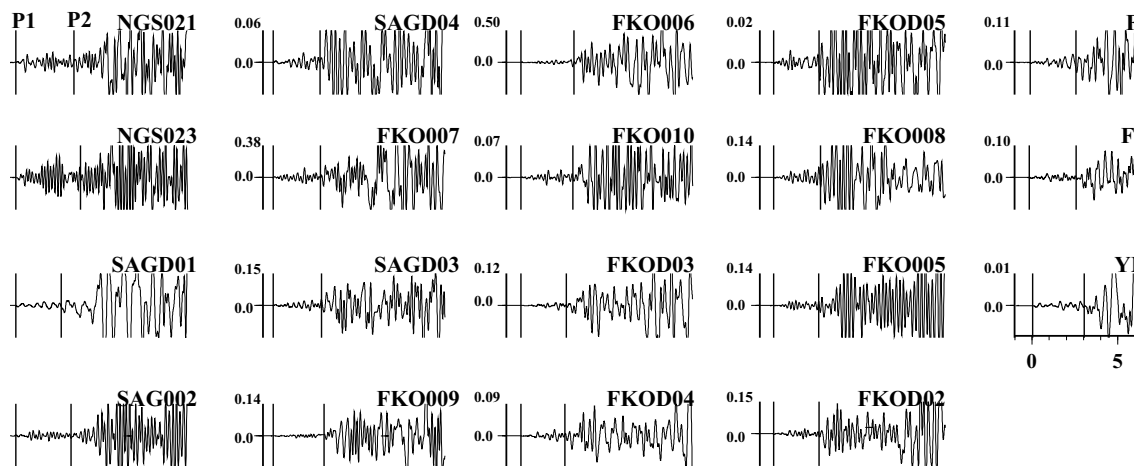
### 参考文献

- 1) Kinoshita, S., Kyoshin net (k-net). Seism. Res. Lett., 69, 309 • 32, 1998.
- 2) Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara, and Y. Okada (2000). New strong-motion observation network : KiK-net, EOS Trans. AGU 81, F863.
- 3) Hi-net, <http://www.hinet.bosai.go.jp>
- 4) F-net, [www.fnet.bosai.go.jp/freesia/index-j.html](http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/index-j.html)
- 5) Hartzell, S. H. and T. H. Heaton (1983), 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., 73, 1553-1583.
- 6) 鶴川元雄、石田瑞穂、松村正三、笠原敬司 (1984)、関東・東海地域地震観測網による震源決定法について、国立防災科学技術センター研究速報
- 7) Bouchon, M. (1981), A simple method to calculate Green's function for elastic layered media, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 959-971.
- 8) Kennett, B. L. and N. J. Kerry (1983), Seismic waves in a stratified half space, Geophys. J. R. astr. Soc., 57, 557-583.
- 9) Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata. (2002). Source inversion for estimating continuous slip distribution on the fault, --- Introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults ---, Geophys. J. Int., 150, 377-391, 2002.



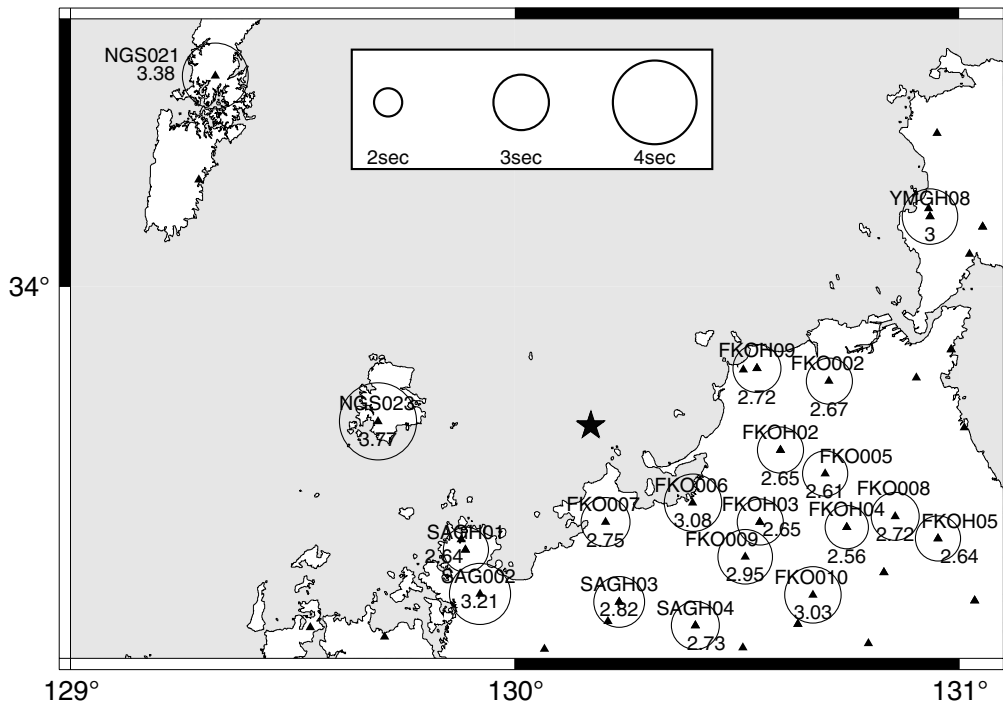
第 1 図 解析に用いた観測点の分布図。長方形はインバージョン解析に用いた断層モデルを地表に投影したものを、星印は破壊開始点を示す。丸印は、Hi-net の再検測による本震後約 24 時間の余震分布。

Fig.1 Distribution of the observation stations used for inversion analysis. A star shows the hypocenter and a rectangle illustrate the assumed fault plane. Circles are aftershock epicenters within 24 hours after the main shock obtained by Hi-net.



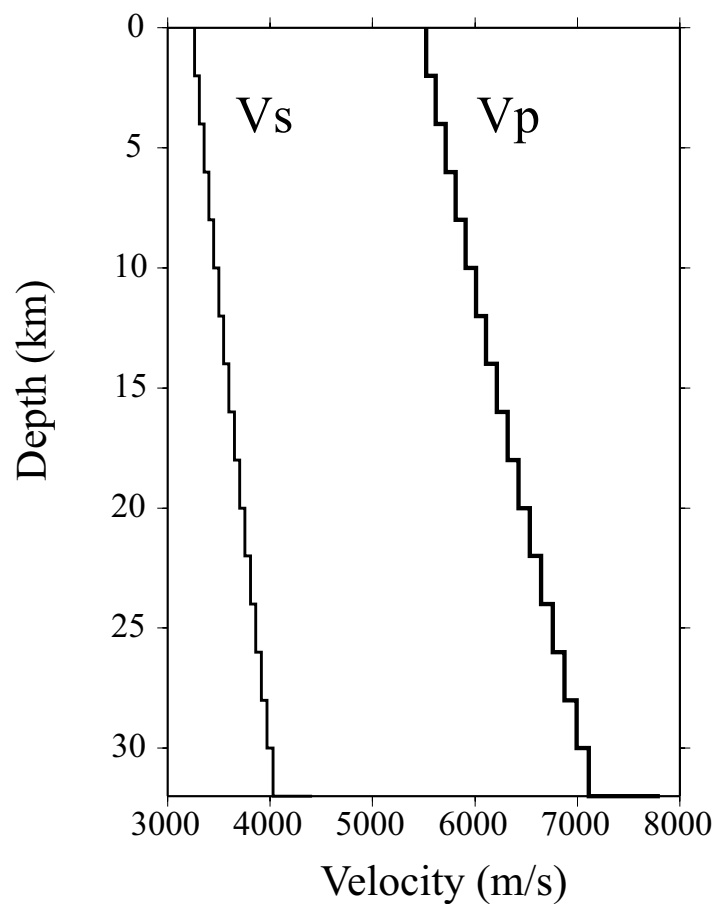
第 2 図 断層近傍の観測点での加速度波形（上下動成分）。P1、P2 はそれぞれ初期破壊フェーズとメインフェーズの P 波の到達時刻を示す。

Fig.2 Accelerogram at the bear-fault stations. P1 and P2 show the arrivals of the P wave for the initial-phase and main-phase, respectively.



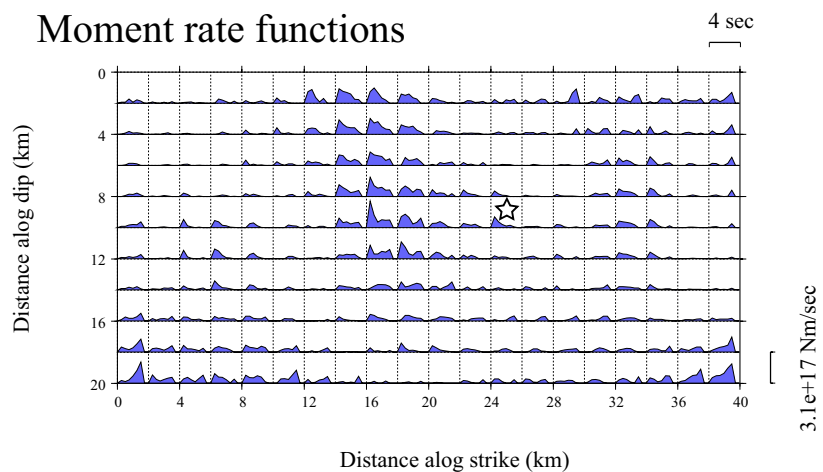
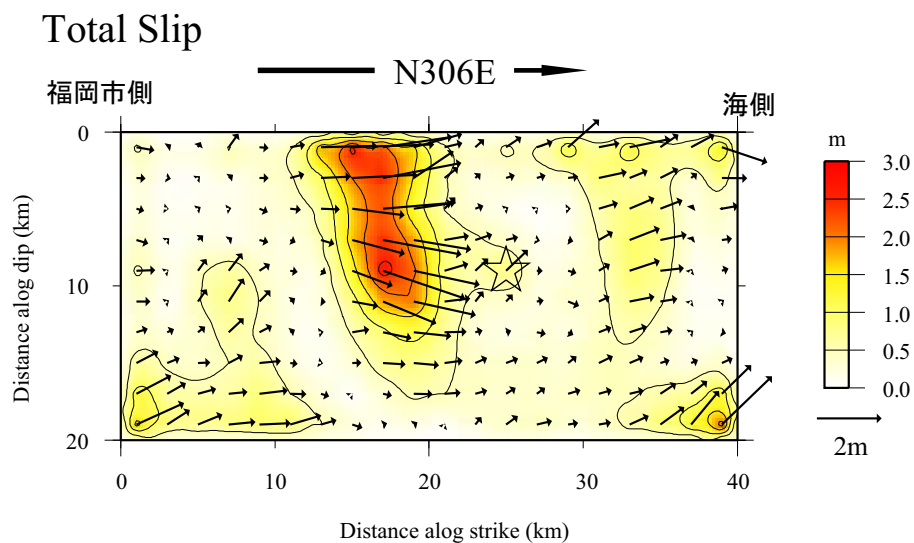
第3図 P2-P1時間の空間分布。各観測点でのP1とP2の時間差を、丸印と数字で示す。海側の観測点では陸側に比べて時間差が大きい。また震源から南東方向の観測点では、他に比べて時間差が小さい。このことは、震源から南東方向の陸寄りに大きなアスペリティが存在することを示唆している。

Fig.3 Distribution of the P2 minus P1 times. P2-P1 times are shown by the size of the circles.



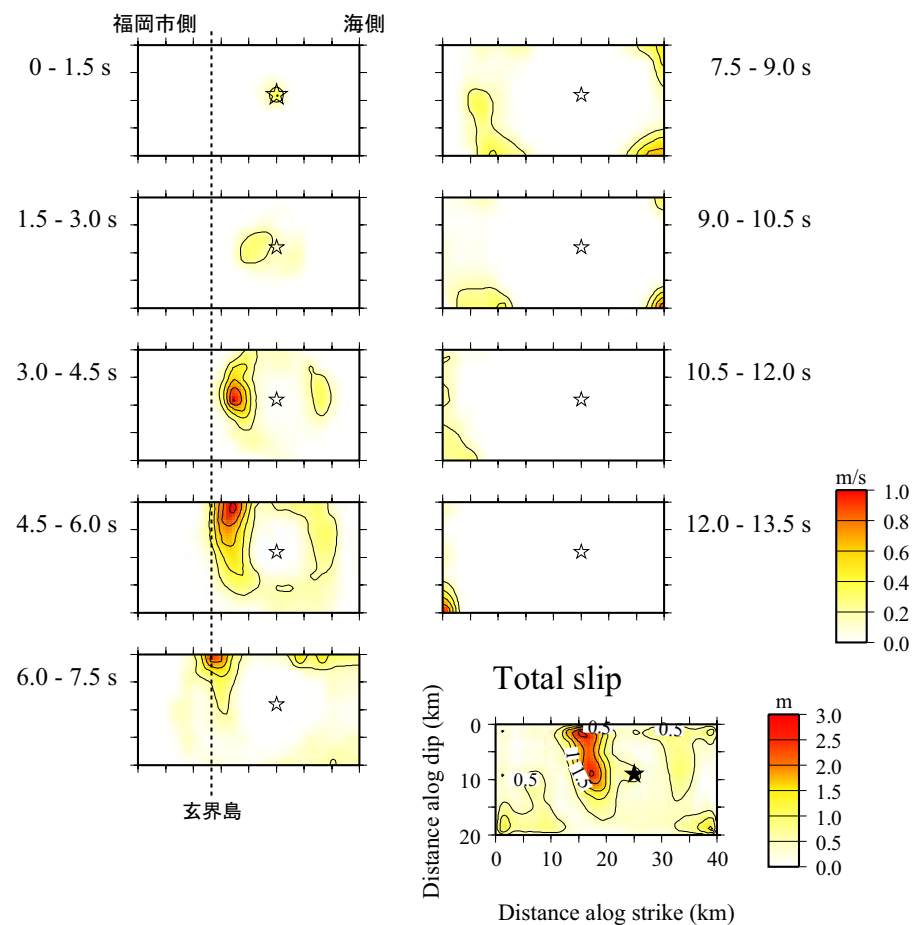
第4図 インバージョン解析に用いた速度構造モデル（鵜川ほか（1984）による1次元成層構造）。

Fig.4 Velocity structure models used for the analysis.



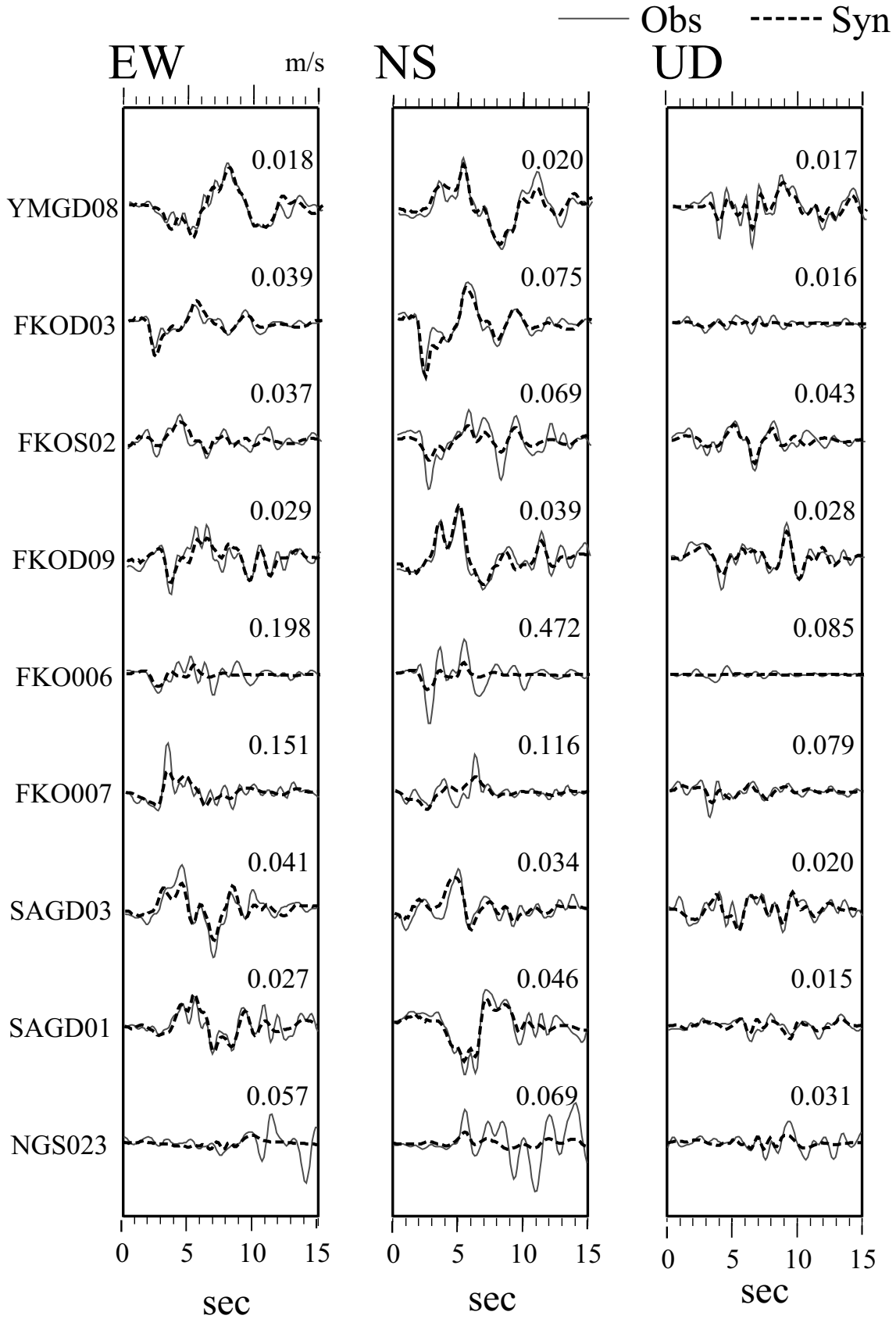
第5図 断層面上の(上)すべり分布及び(下)モーメントレート関数。最大すべり量は2.7 mで、アスペリティ部分はほぼ純粋な左横ずれのすべりが得られた。断層面全体での地震モーメントは  $1.4 \times 10^{19} \text{ Nm}$  ( $M_w = 6.7$ )。

Fig.5 Estimated (top) total slip distribution and (bottom) moment rate function.



第6図 推定された断層破壊の進展。破壊開始から3秒ほど震源近傍ですべり、その後震源の南東の深さ約20kmから地表に向かって破壊が進展する。玄界島(位置を点線で示す)のごく近傍ではすべり速度が大きい。最適モデルを与える断層破壊モデルの「第一タイムウィンドウをトリガーする同心円の伝播速度」は2.6km/s。

Fig.6 Snapshots of the rupture progression.



第7図 観測波形と合成波形の比較 (速度波形、0.1-1.0Hz)。実線と点線はそれぞれ観測波形と合成波形を示す。振幅は各観測点ごとに規格化されており、各波形の右上に示した値は最大速度値 (m/s)。

Fig.7 Comparison between observed and synthesized velocity waveforms. Waveforms are normalized by the maximum amplitude of each station. The maximum values of each component are indicated in the right of each trace in m/s.