

1999年台湾・集集地震のやや長周期(2-20秒)震源過程 The source process of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake in semi-long period (2-20s)

関口春子¹・岩田知孝²

Haruko Sekiguchi¹ and Tomotaka Iwata²

Abstract: We inverted semi-long period (2-20s) ground motion waveforms to estimate the source process of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake assuming a curved fault plane that takes into account of the focal mechanism from the long period surface waves (Harvard CMT solution). The first time-window propagation velocity, which helps us to roughly estimate the average rupture propagation velocity, is about 2.0 km/s, 60~80% of the S-wave velocity at the depth of the fault plane. The source model has large final slip in the northern part of the fault plane and explains well the long-period (~10s) pulse remarkably seen in the observed waveforms at stations to the north of the source region. The moment tensor solution that integrates the contributions from all the subfaults, slip directions and time windows has a focal mechanism very similar to that of the Harvard CMT solution. This study provides a possible answer to explain why the strike of the surface ruptures differs from the Harvard solution.

Key words: Chi-Chi earthquake, curved fault plane, source process, inversion, strong motion, surface rupture

1. はじめに

1999年9月21日1時47分(現地時間),台湾中部を震源とした全島を揺るがすMw7.6の地震が発生した。これに伴い,中央山地山麓の丘陵地帯の西縁に沿って,長さ100kmに及ぶ地表地震断層が現れた。地表地震断層での変位量も大きく(最大~10m),直上に存在した土木・建築構造物は軒並み壊滅的な被害を受けた。一方,地震動による被害は複雑な様相を呈しており,変位量の大きな地表地震断層沿いでも一歩離れると被害のほとんど無いところや,逆に,地表地震断層からは離れているが建造物の被害の大きかった地域もあった。被害は,表層地盤構造,人口密度,建造物の種類などにも依存するが,これらだけでは説明がつかない地域差があり,地震動記録も被害の地域的特徴を反映したものが得られている。このような地域差は,震源過程に起因するものと考えられる。

我々は,空間的に異なる特徴の地震動を生じた震源像を調べることを大きな目標としているが,本研究ではその一環として,震源域で得られている強震記録の2-20秒の周期帯域の地震動からみた震源像を推定した。この周波数帯域は一般構造物の地震動被害を論じるにはやや長周期と考えられる(例えば,川瀬,1998)。

2. データ

CWB(Central Weather Bureau)が設置管理している強震計ネットワークで記録された加速度記録を用いた(Lee et al., 1999)。CWBは,1996年までに全島に700点を越える強震計からなる強震観測網を建設しており,この規模では世界一の稠密さを誇っている(Shin et al., 2000)。

¹活断層研究センター(Active Fault Research Center)

²京都大学防災研究所(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University) 7月25日受付,8月27日受理

我々は震源断層からの距離がおおよそ 70km 以内にある 31 個の観測点を選び、記録に 2-20 秒のバンドパスフィルターをかけ数値的に積分して速度波形としたものを解析に用いた（第 1 図）。

3．解析方法

解析には、Sekiguchi et al.(2000)に述べられているマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法を用いた。基本的には Olson and Aspel (1982)および Hartzell and Heaton (1983)と同じ原理を用いている。

3.1 震源過程の離散化表現

この解析法では断層面を事前に設定し、これをサブフォルトと呼ばれる小領域に細分する。サブフォルトにおけるすべり破壊の時刻歴は、面上の異なる 2 方向成分の複数個のタイムウィンドウへと離散化されている。このようなパラメータ化により、時間的にも空間的にも変化のある地震破壊の進展が表現されることになる。断層面は、第 2 図左上のようにカーブした面を考えた。断層面は、地表地震断層に近いところでは地表地震断層の平均走向と同じ走向 ($N3^{\circ}E$) を持ち、東へ 30 度傾いている。破壊開始点より南側では、断層の最深部まで傾斜は 30 度と一定であるが、北部ではある深さから傾斜が緩くなっている。また北縁部では、地表地震断層がほぼ直角に東へ折れ曲がっているのに合わせて、南傾斜の面をつないでいる。このような複雑な断層面を考えるに至るには、初期的な解析（岩田・他，2000）において余震分布を参考にして考えた折れ曲がり断層面モデルでは、震源断層北西部の観測点で見られる長周期地震動の再現性が悪く、断層面の大きな改良の必要を感じたという経緯がある。また、このような形状にした理由は、1) 地表地震断層の走向と長周期表面波により決められたハーバードの重心モーメントテンソル解（CMT 解）の断層面の走向が大きく食い違っており、深部にハーバードのメカニズムを反映したような向きの破壊面が広域に広がっている可能性が考えられる、2) Kao and Chen (2000)のマルチイベントモデルによると破壊開始点から北側のサブイベントほど走向が地表地震断層の走向からずれてハーバードのメカニズム解のそれに近づいている、3) 余震の分布（Sakai et al., 1999）を見ると、破壊開始点付近から南にかけては 30 度程度の傾きを持ち、北部では平らに分布しているように見える、の 3 点である。このカーブした断層面を、地表へ投影したときに 3km 四方になるようなサブフォルトへ分割した（第 2 図および第 3 図）。サブフォルト毎に傾きが変わるため、実際のサブフォルトの大きさも変化する。サブフォルトでのすべりの履歴は、第 1 タイムウィンドウのトリガーの後に、幅 2 秒の時間窓を 1.2 秒間隔で 8 個置くことによって表現する。

3.2 理論グリーン関数

各サブフォルトの各すべり方向・各タイムウィンドウの単位量すべり（要素震源）による観測点での一次元地下構造を考慮した理論地震動を、離散化波数法（Bouchon, 1981）および透過 - 反射係数行列法（Kennett and Kerry, 1979）の組み合わせにより、数値計算により用意する。地下構造モデルは、Chung and Yeh (1997) が短周期表面波の分散特性から推定した地下構造を参考に、山岳地域、山麓丘陵地域、平野の 3 種類の一次元構造モデルをたて、各観測点の位置により適当な地下構造モデルを用いた。

3.3 インバージョンと拘束条件

最小二乗法のアルゴリズムにより、これら要素震源からの地震動への寄与を足し合わせたものと観測波形との残差二乗和が最小になるように、要素震源の重みを決める。観測記録の量不足等のために、インバージョンには拘束されにくいモデルパラメータが含まれ、それによってインバージョンが不安定になったり、データが持つ情報以上の複雑な解になるという

ことが起こる。これらを抑えるため、すべりの方向の一定角度内への拘束、および、時空間的に近距離にある要素震源の値を滑らかにつなぐスムージングの拘束を付加している。すべりの方向の拘束の中心となるベクトルは GPS 観測による静的な地動変位 (Yang et al., 2000)、および、地表地震断層での食い違い変位の方向 (第 4 図) を参考に断層面の北部、中部、南部で異なる方向を与えた。スムージングの拘束は観測方程式と競合する条件になるが、これらの相対的な重み付けを与える物理的根拠が無いため、Akaike's Bayesian Information Criterion (Akaike, 1980) により、エントロピー最大化の観点から決めることにする。

また、各要素震源の時間窓を置く際に、破壊開始点から円形に一定速度で広がる第 1 タイムウィンドウのトリガーフロントを仮定する。各サブフォールトでは、このトリガーフロントの通過時刻のあとにその場所でのすべり破壊の継続時間を十分カバーするようにタイムウィンドウを置く。この際、壊伝播フロントおよび各サブフォールトでのすべりが、このような方法で時空間的に配したタイムウィンドウでカバーされるよう、第 1 タイムウィンドウ伝播速度をいろいろ変化させてインバージョンを行い、残差の最も少ないものを採用する。

4. 解析結果

第 5 図に破壊の伝播の様子を示す。破壊開始時刻を 0 秒として、2 秒間毎の断層面上のすべり量分布をコンターで示している。破壊は主に破壊開始点から北方へ広がり、北方へ行くにしたがって東側の深いほうへも広がっている。第 1 タイムウィンドウ伝播速度の最適値は 2.0km/s で、これは震源の深さでの S 波速度の 60~80% に相当する。最終すべりベクトルの分布 (第 6 図) を見ると、地表地震断層に近いサブフォールトのトータルのすべりベクトルは、地表地震断層沿いの食い違い変位の向き (第 4 図) と良い相関を示している。すべり量の絶対値は、強震動記録のインバージョンにより得られたものの方が大きくなっているが、これは、一つには地下構造モデルの不備のせいであると考えられ、アレイ微動観測による地下構造調査結果 (佐藤・他, 2001) 等の適用を今後考える必要がある。すべての要素震源のモーメントテンソルを時間および空間のずれを考えずに足し合わせたものを、等価モーメントテンソルとする。そのメカニズムは、ハーバードの CMT 解のメカニズムと非常に良く一致した (第 7 図)。

5. まとめ

震源近傍強震動記録のやや長周期帯域 (2-20 秒) を使い、断層北部で断層面が曲がっているモデルを仮定し、1999 年台湾・集集地震の震源過程を推定した。すべり量の大きな部分は断層面の北部に局在し、中央部から南部にかけては浅いところ以外ではすべり量が小さい。この震源モデルによって、震源域北方での顕著な 10 秒前後のパルスがよく再現される (第 8 図)。また、時・空間的に分布するすべりをまとめて一つのモーメントテンソルに表現したものは、ハーバード大学の長周期表面波を使って求めた重心モーメントテンソル解 (CMT 解) と非常に近いメカニズム解を示し、我々の提案するカーブした断層面モデルの妥当性を支持する。断層北部の大きな食い違いは、地下の地震断層のカーブした断層面の存在によって起きたと考えられる。今後、断層面形状と破壊進展についての動力的なモデリングによる検討が必要であると考えられる。

謝 辞

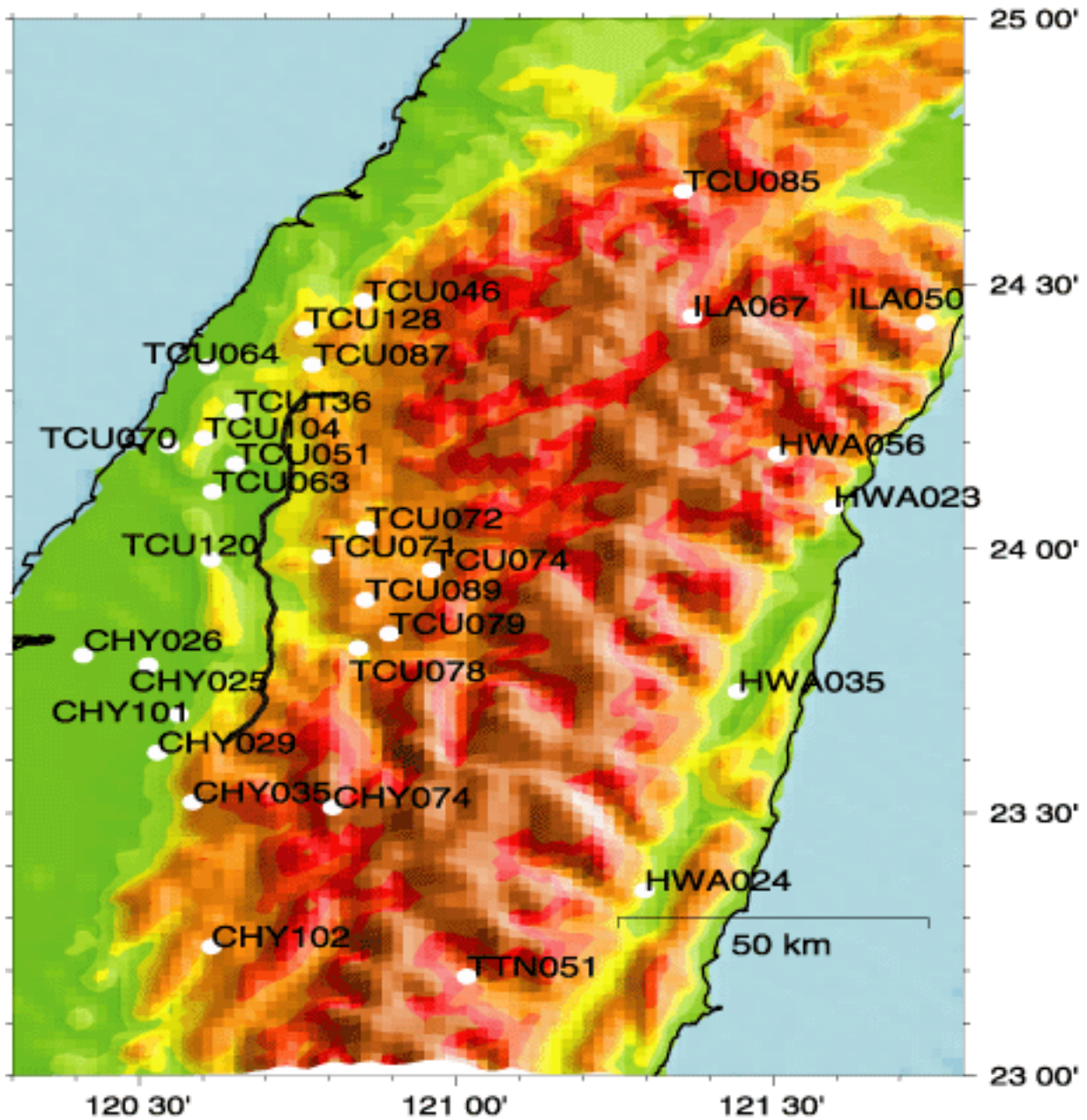
解析に使用した強震記録は、台湾中央気象台 (CWB) により収録され出版されたものである。大災害を生じた地震への対応で多忙な中、膨大なデータの収集・処理と迅速な公開のために尽力された関係者の方々の努力に敬意を表します。東京大学地震研究所の酒井慎一博士には、臨時観測により決められた詳細な余震の震源情報を提供していただいた。図の作成には、Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) を使用した。以上、記して感謝致します。文献

- Akaike, H. (1980) Likelihood and the Bayes procedure. in Bayesian Statistics, J. M. Bernardo, M. H. DeGroot, D. V. Lindley, and A. F. M. Smith (Editors), University Press, Valencia, Spain, 143-166.
- Bouchon, M. (1981) A simple method to calculate Green's function for elastic layered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 959-971.
- Chung, J.-K. and Y. T. Yeh (1997) Shallow crustal structure from short-period Rayleigh-wave dispersion data in Southwestern Taiwan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 370-382.
- 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. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73**, 1553-1583.
- Kao, H. and W.-P. Chen (2000) The Chi-Chi earthquake sequence: Active, out-of-sequence thrust faulting in Taiwan. *Science*, **288**, 2346-2349.
- Kennett, B. L. and N. J. Kerry (1983) Seismic waves in a stratified half space. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **57**, 557-583.
- Lee, W. H. K., T. C. Shin, K. W. Kuo, and K. C. Chen (1999) CWB free-field strong-motion data from the 921 Chi-Chi earthquake: Volume 1. Digital acceleration files on CD-Rom, Seismology Center, Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan.
- Lee, Y.-H., W.-Y. Wu, Y. Sugiyama, T. Azuma and Y. Kariya (2000) Displacements and segmentation of the surface fault, 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **81**, 48, F882.
- Olson, A. H., and R. J. Aspel (1982) Finite faults and inversion theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**, 1969-2001.
- Sakai, S., N. Hirata, Z.-S. Liaw, Y.-B. Tsai, and S.-B. Yu (1999) Aftershock observation of the September 20, 1999, Taiwan earthquake. 1999 AGU fall meeting, S32H-03.
- Sekiguchi, H., K. Irikura and T. Iwata (2000) Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 117-133.
- Shin, T. C., K. W. Kuo, W. H. K. Lee, T. L. Teng, and Y. B. Tsai (2000) A preliminary report on the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake. *Seismological Research Letters*, **71**, 24-30.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1991) Free software helps map and display data. *EOS Trans Amer. Geophys. U.*, **72**, 441, 445-446.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1995) New version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. AGU*, **76**, 329.
- Yang, M., R.-J. Rau, J.-Y. Yu and T.-T. Yu (2000) Geodetically observed surface displacement of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Earth Planets Space*, **52**, 403-413.
- 岩田知孝・関口春子・入倉孝次郎 (2000) 1999年台湾・集集地震の震源過程と震源近傍強震動. 2000年度地球惑星科学関連学会合同大会, Sb-009.
- 川瀬博 (1998) 震源近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊能, - 1995年兵庫県南部地震での震災帯の成因に学ぶ - .第10回日本地震工学シンポジウムパネルディスカッション資料集 29-34.
- 佐藤智美・川瀬博・岩田知孝・東貞成・佐藤俊明 (2001) アレー微動記録を用いた車籠埔断層の上盤サイトと下盤サイトでのS波速度構造の推定. 2001年度地球惑星科学関連学会合同大会, Sw-P002.

成果の公表

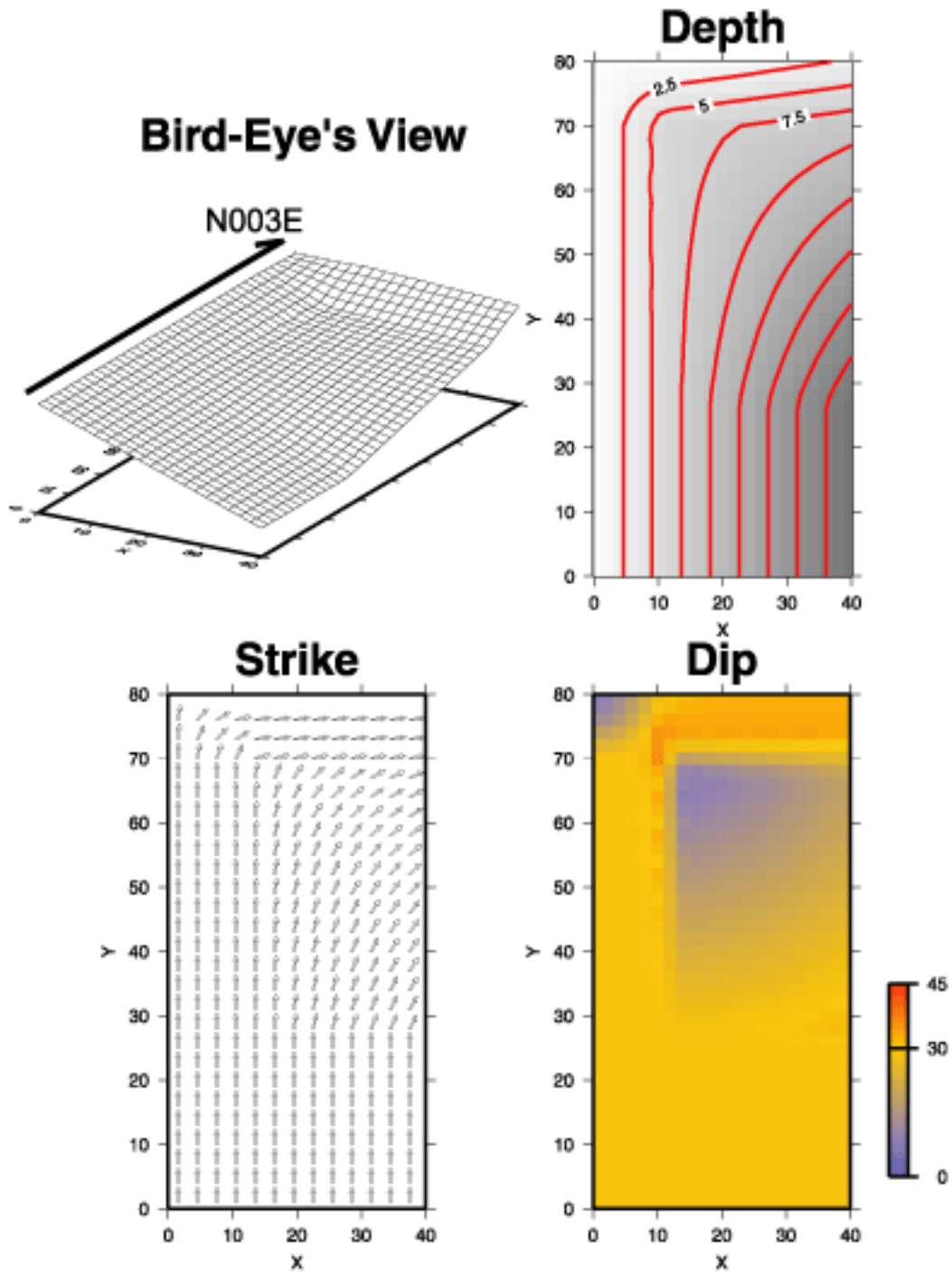
- Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Irikura (2000) Rupture process of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake and its near-source strong ground motions. *Proc. International Workshop on Annual Commemoration of Chi-Chi earthquake*, September 18-20, 2000, Taipei, Taiwan, **1**, 36-46.
- 岩田知孝・関口春子・入倉孝次郎 (2000) 1999年台湾・集集地震の震源過程と震源近傍強震動シミュレーション. 2000年度日本地震学会秋季大会.
- Iwata, T., H. Sekiguchi and A. Pitarka (2000) Source and site effects on strong ground motions in near-source area during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Eos, Transactions, American*

Geophysical Union, **81**, 48, F882.



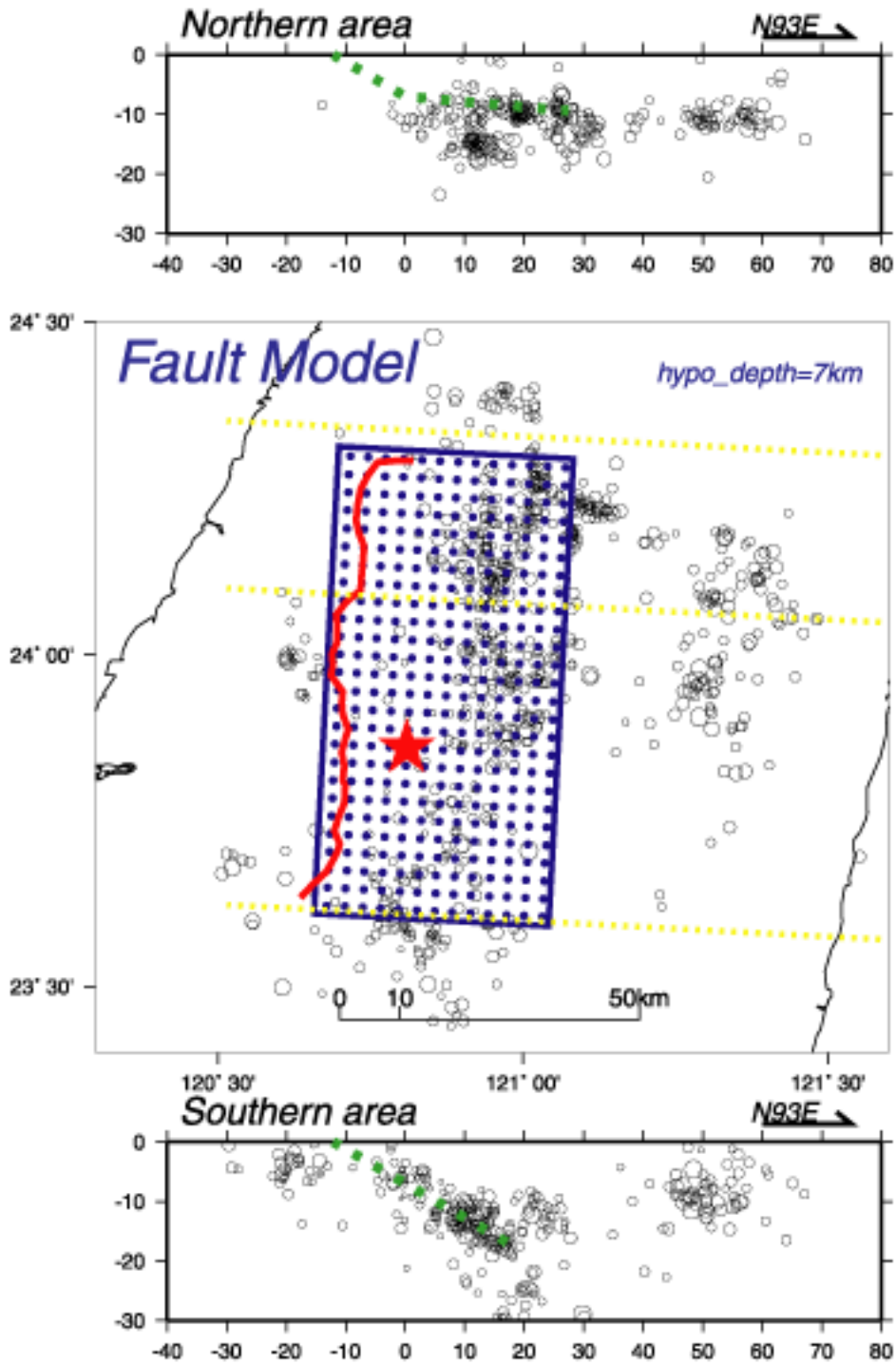
第1図. 震源近傍の地形図上に, CWBの強震観測点のうち本研究で波形記録を用いた31観測点を白丸で示す. 黒線は地表地震断層位置.

Fig. 1. CWB strong motion stations whose waveforms we used for the source inversion.



第2図. (左上) 断層面モデルの鳥瞰図. (右上) 断層面上の各点の深度分布.
(左下) 断層面上, 各サブフォールの走向方向.
(右下) 断層面上各サブフォールの伏角の分布.

Fig. 2. Fault plane model.

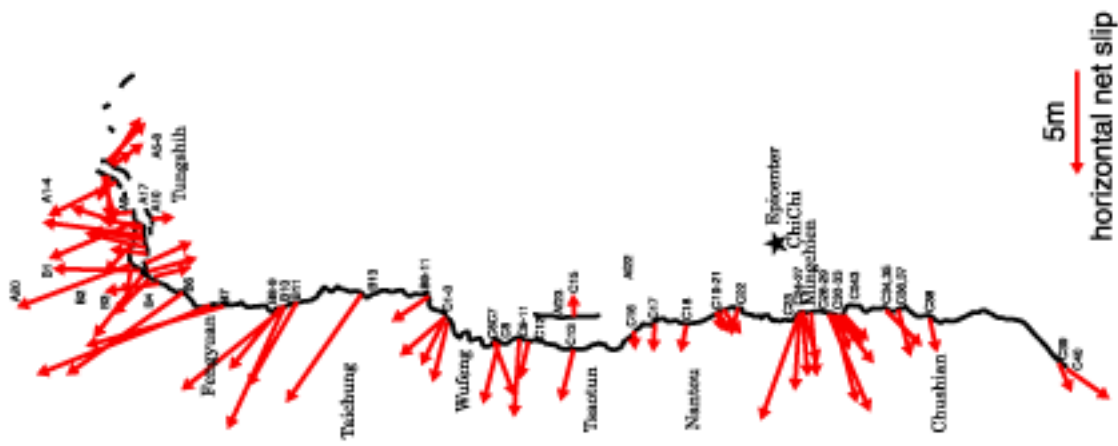


第3図. 断層面モデル.

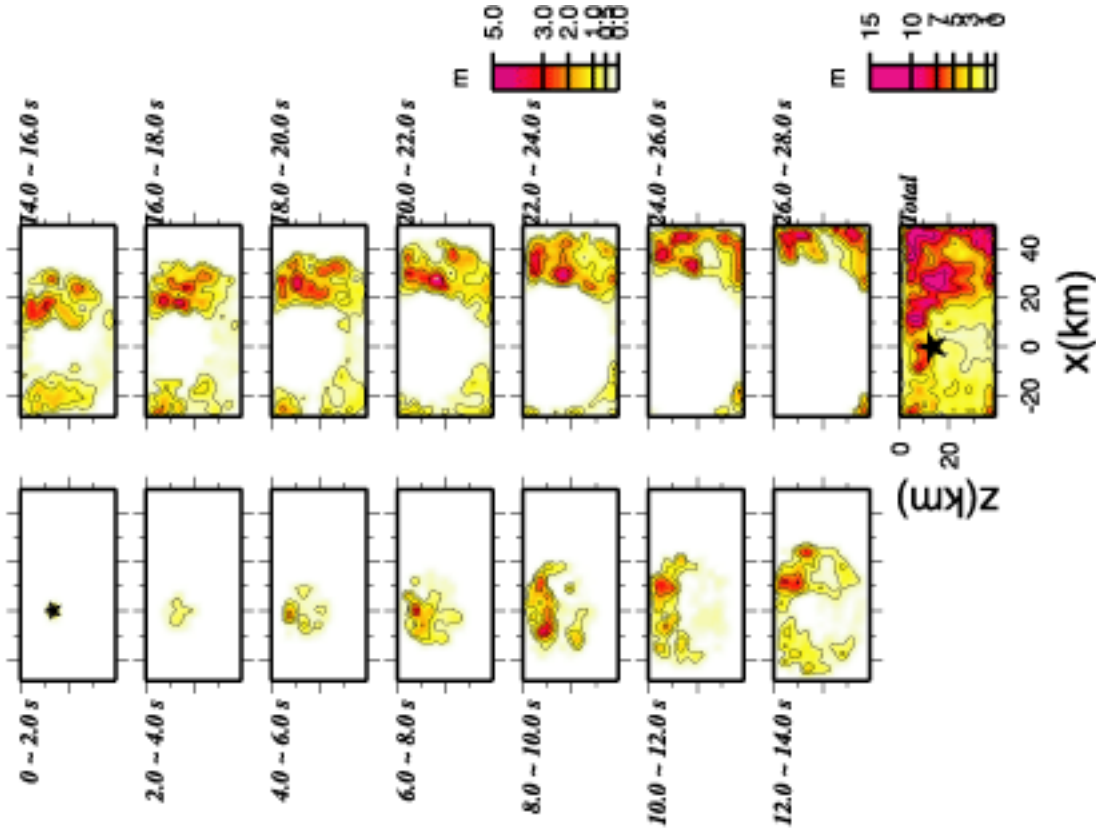
青の長方形は仮定した断層面モデルを地表へ投影したものである.

青の点は各サブフォールトの中心で、サブフォールトのすべりを代表する点震源を置いている場所でもある。赤線は地表地震断層、中抜き丸は余震の位置を示す。

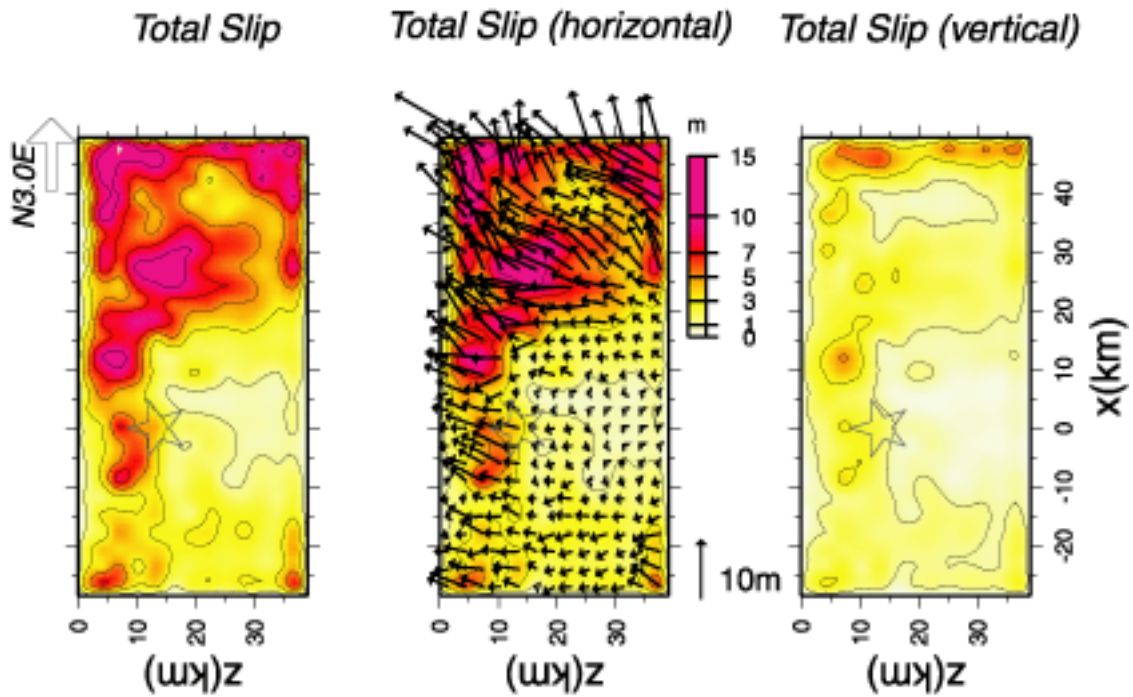
Fig. 3. Fault plane model and aftershocks.



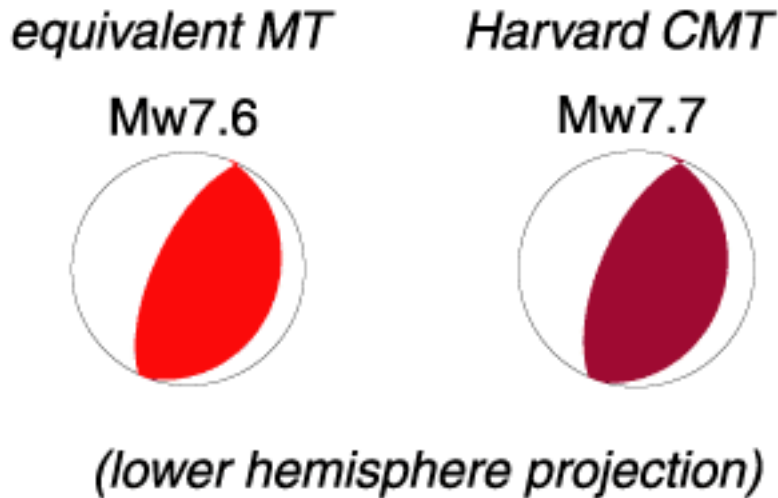
第4図. 地表地震断層での食い違い変位のベクトル。
Lee et al. (2000) を簡略化。
Fig. 4. Displacement observed along the surface rupture.
Modified after Lee et al. (2000).



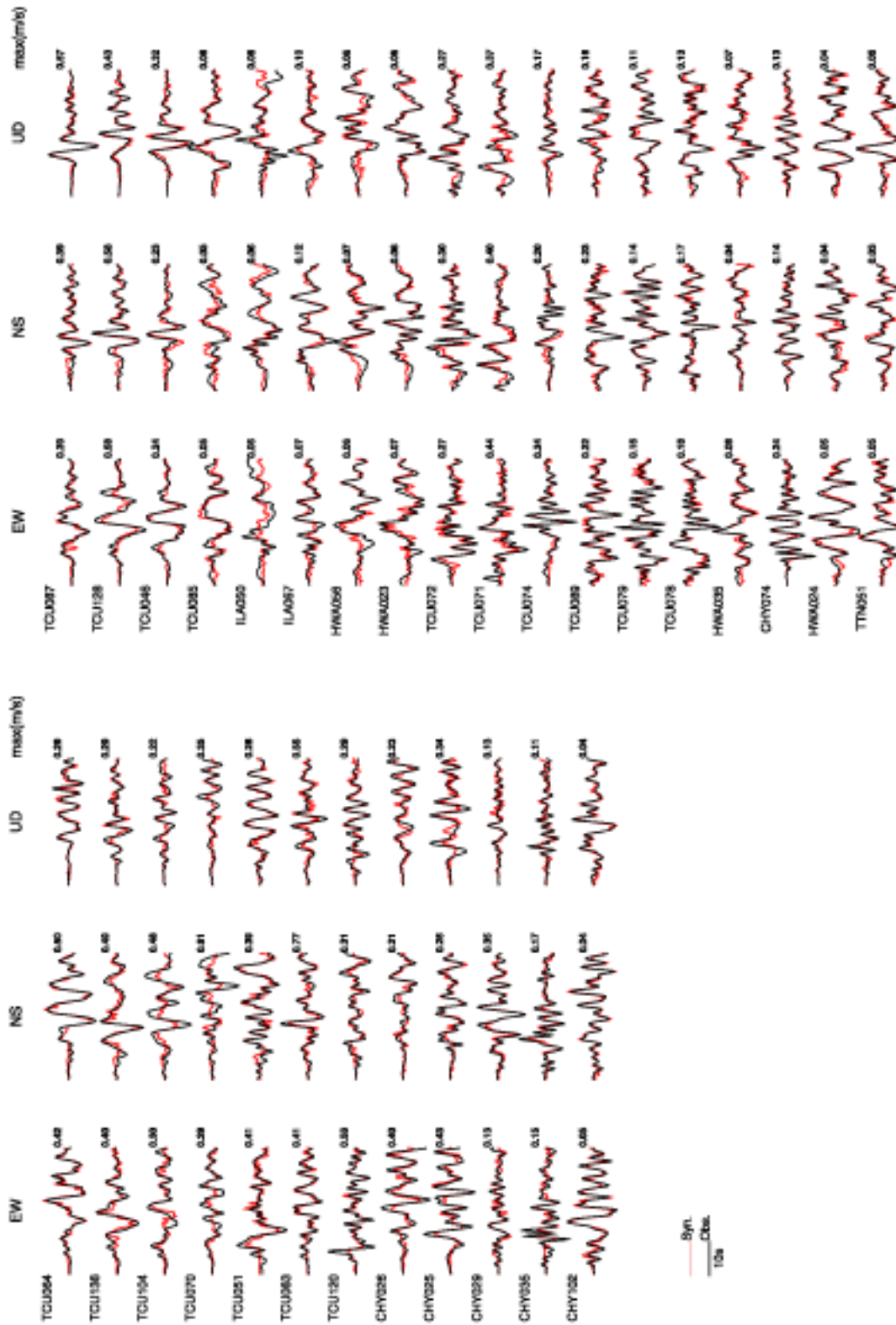
第5図. 破壊伝播の様子。
Fig. 5. Time progression of rupture.



第6図. 最終すべり量分布. (左) すべりの絶対値の分布.
 (中) 水平成分の分布. (右) 上下成分(上向き正)の分布.
 Fig. 6. Total slip distribution.



第7図. (左) すべての要素震源を足し合わせたモーメントテンソル.
 (右) ハーバード大学のメカニズム解.
 Fig. 7. A moment tensor equivalent to the source model and Harvard CMT solution.



第8図. 最良震源モデルによる合成波形(赤)と観測波形(黒).

波形は0.05-0.5Hzの速度波形, 左半分は主たる地表地震断層の西にある観測点, 右半分は東にある観測点.

Fig. 8. Comparison of observed and synthetic waveforms.