

2004年新潟中越地震とスマトラ沖巨大地震の 震源で何が起こったのか？

国際地震工学センター 研究員 八木 勇治

目次

はじめに

研究の背景

断層運動のイメージング方法

1) 震源モデルの構築

2) 波形インバージョン

断層運動のイメージング

1) 2004年新潟中越地震

地震の概要

データ

結果と考察

2) 2004年スマトラ沖巨大地震

地震の概要

データ

結果と考察

おわりに

参考文献

はじめに

2004年は地震学を研究する人々にとって忘れる事ができない年となった。国内では、10月23日に地震の規模を表すマグニチュード6.5の大地震が発生し、強い震動（強震動）や土砂崩れにより交通網が寸断され、死者40人、負傷者4586人を出した。未だ、今まで住んできた家に帰ることができず、仮設住宅で生活している方が多くいる。一方で、12月26日には、スマトラ沖でマグニチュード9の巨大地震が発生し、インド洋周辺の国々に大きな津波被害をもたらした。この巨大地震による死者数は30万人を超え、150万人もの避難民が発生している。

最近になって、このような人間活動に多大な被害を及ぼす地震が発生すると、全世界の地震計網と地域的な強震動観測網により、地

震動を正確に観測することができるようになってきた。その結果、このような地震が、「どのように発生するのか？」また「地震発生源で何が起こったのか？」、明らかになりつつある。

このような知見は、理学的な探求心を満たすだけでなく、今後発生しうる地震の危険性を正しく認識し、地震災害を軽減する上で非常に重要である。自然現象に対する無知は、いたずらに自然被害を増幅する。地球上で人間活動を行う限り、地震という、危険極まりない自然現象を正確に理解し、上手に付き合っていく必要がある。

建築研究所では、震源で発生した現象（震源過程）を解析するツールを開発しており、準リアルタイムに震源過程を決定する事が可能となりつつある。解析によって得られた結果は、速やかにWEBに公開することが可能となった。ここでは、建築研究所・国際地震

工学センターの研究で明らかになりつつある震源像を報告する。

研究の背景

最近、とくに阪神淡路大震災以降、日本では強震動観測網が整備され、準リアルタイムに強震動分布等が発表されている。これらの情報は、初動体制・緊急対応を行うのに役立っている。しかしながら、地震被害が発生するすべての国で、日本のような高密度な強震動観測網を運営するのは困難であり、他の方法により強震動分布を推定する必要がある。

大地震が発生すると、全世界の地震計ネットワークにより、地震動を観測することができる。これらの地震動は、地下構造の情報と、断層面での破壊伝搬過程の情報を有している。適切に地下構造の影響を評価することにより、断層面で解放した力（CMT解）や断層面上の破壊伝搬過程（震源過程）の推定が可能となってきた。

現在、Incorporated Research Institutions for Seismology（IRIS）により、全世界で準リアルタイムに地震波形データが収録・公開されており、複数の研究機関によって、地震発生から数時間後には、半自動的に震源・規模・CMT解が決定されている。これらの情報は、震源過程を求めるとして重要であり、より高精度で決定する必要がある。一方で、これらの情報のみでは、断層近傍における強震動・被害分布を推定することはできない。一般に、断層近傍の強震動は、震源過程（特に、断層の大きさ・すべり分布・破壊伝搬）の影響を受けることが分かっている。現在、震源・規模・CMT解のみではなく、準リアルタイムに震源過程を決定して、その結果を基に波動場計算を行い、強震動分布を推定するシステムを構築することが重要になりつつある。

一方で、大地震の詳細な震源過程を決定することができれば、その大地震による応力場の変化を求めることができる。近年の研究に

より、大地震の応力場の変化は、余震活動と密接に関係している事が明らかになりつつある。

以上より、震源過程を求める事は、理学的な知見を得る上で重要であるのとどまらず、高精度な強震動分布・余震活動の予測をする上でも重要である。

断層運動のイメージング方法

1) 震源モデルの構築

一般に、特殊な地震（例えば、火山性地震、核爆発、核実験、地滑り等）を除くと、地震は、断層面を破壊する現象である。最近になって、大地震が発生する断層面は、強度が弱い領域と言う概念から、歪みが蓄積しやすい領域と言う概念に移行しつつある。いずれにせよ、地震を発生する源である震源をモデル化するためには、断層面を仮定して、その面における破壊（断層滑り）が時間と空間に対して自由度を持たせる必要がある。

ここでは、まず断層面（走向、傾斜）を仮定して、その断層面を、Mノットの0次のスプライン関数（ボックスカー関数）で展開する。次に、各ノットの断層滑りを、2個の滑りベクトル成分に分割する。次に、各滑りベクトルの時間履歴をLノットの1次のスプライン関数で展開する。断層モデルの概略図を図1に示す。この結果、j観測点で観測される地震波形 $W_j(t)$ は、下記のように書くことができる。

$$W_j(t) = \sum_{mnl} D_{mnl} G_{jmn}(t + \Delta t_{ml}) + e \quad (1)$$

ここで、

m：空間的なノットの番号（m=1, ..., M）

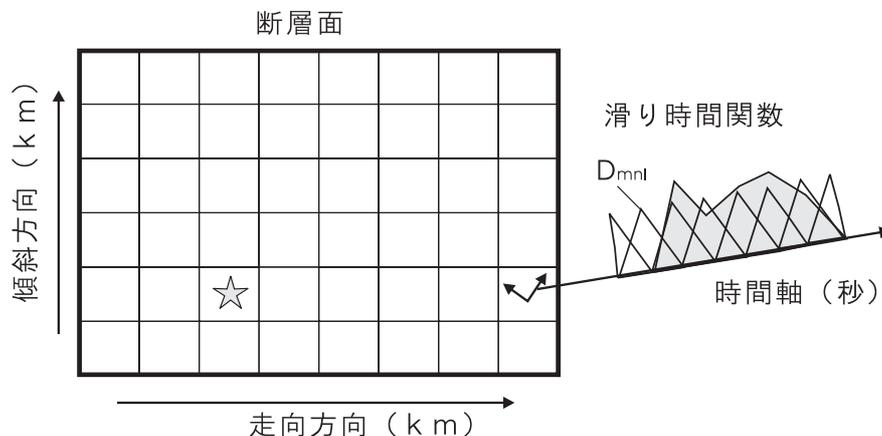


図1 断層モデルの概略図

n : 断層滑り方向の成分 ($n=1,2$)

l : 時間方向のノットの番号 ($l=1, \dots, L$)

D_{mnl} : 断層すべり量 (m)

$G_{jmn}(t)$: グリーン関数

である。ベクトル化すると、

$$\mathbf{W} = \mathbf{G}\mathbf{d} + \mathbf{e} \quad (2)$$

と書く事ができる。

2) 波形インバージョン

前節により、観測方程式(2)が得られた。この行列式を解けば、断層滑りの時空間分布を求める事ができるが、より詳細に求めようとすると、観測誤差、モデル化に伴う誤差の影響をより受けやすくなり、数値的に不安定になってしまう。そこで、今回は、時間に対して滑らかになる様に、滑り量の時間に対する2回微分が0に近くなるような条件式

$$\frac{\partial^2 D_{mnl}}{\partial t^2} = e_t \quad (3)$$

と、空間に対して滑らかになる様に、最終的なすべり量の空間の2回微分が0に近くなるような条件式

$$\Delta \sum_l D_{mnl} = e_s \quad (4)$$

を導入する。(3),(4)式をベクトル化すると、

$$\mathbf{T}\mathbf{d} = \mathbf{e}_t \quad (5)$$

$$\mathbf{S}\mathbf{d} = \mathbf{e}_s \quad (6)$$

と書ける。従って、最小にすべき目的関数は、

$$O(\mathbf{d}, \alpha, \beta) = \|\mathbf{W} - \mathbf{G}\mathbf{d}\|^2 + \alpha^2 \|\mathbf{T}\mathbf{d}\|^2 + \beta^2 \|\mathbf{S}\mathbf{d}\|^2 \quad (7)$$

と書ける。ここで、 α, β は条件式(5),(6)の強さを示す超パラメタ

である。 α, β が与えられた場合、式(7)は、Jackson and Matsu'ura (1985)に従って解く事ができる。ここで解は、 α, β の値によって変化し、ユニークな解を求める事は困難である。本論文では、Fukahata et al., (2004)によって導入された複数の超パラメタが存在する場合のAkaike's Bayesian Information Criterion (ABIC)の定式化を導入して、最尤法に基づくユニークな解を求める。本研究の場合、ABICは、

$$ABIC(\alpha, \beta) = (N + N_0) \log O(\mathbf{d}, \alpha, \beta) - \log |\alpha^2 \mathbf{T}'\mathbf{T} + \beta^2 \mathbf{S}'\mathbf{S}| + \log |\mathbf{G}'\mathbf{G} + \alpha^2 \mathbf{T}'\mathbf{T} + \beta^2 \mathbf{S}'\mathbf{S}| \quad (8)$$

と書ける。ここで、ABICが最小になる時の α と β の値を求めればよい。解析的に式(8)が最小になる様な α と β の値を求めるのは困難である。そこで、数値的に、 α と β の値を変えて繰り返しインバージョンを行い、ABICが最小となるような α と β の値を求めた。

断層運動のイメージング

1) 2004年新潟中越地震

地震の概要

2004年10月23日17時56分に新潟県中越地方にて、気象庁マグニチュード6.8の地震が発生した。図2に気象庁によって決定された一元化震源分布と、震源メカニズム解を示す。震源メカニズムと一元化震源分布より、本震は、西側の岩盤が東側の岩盤の上に乗り上げた、逆断層型の地震であることが推定される。余震の大部分は、北北東-南南西方向に長さ約30km幅約20kmに分布している。地震調査研究推進本部によると、高精度に決定された余震活動分布より、複数の断層面が確認されており、大きな余震は本震と異なる断層面で発生している事が指摘されている。東京大学地震研究所の資料によると、余震活動領域は小平尾断層・六日町盆地西縁断層帯近傍に位置しており、これらの断層帯を境にして、堆積層の深さが急激に変化していることが指摘されている。

データ

大地震が発生すると、全世界の地震計ネットワークにより、地震動を観測することができる。これらの地震動は、地下構造の情報と、断層面での破壊伝搬過程の情報を有している。適切に地下構造の影

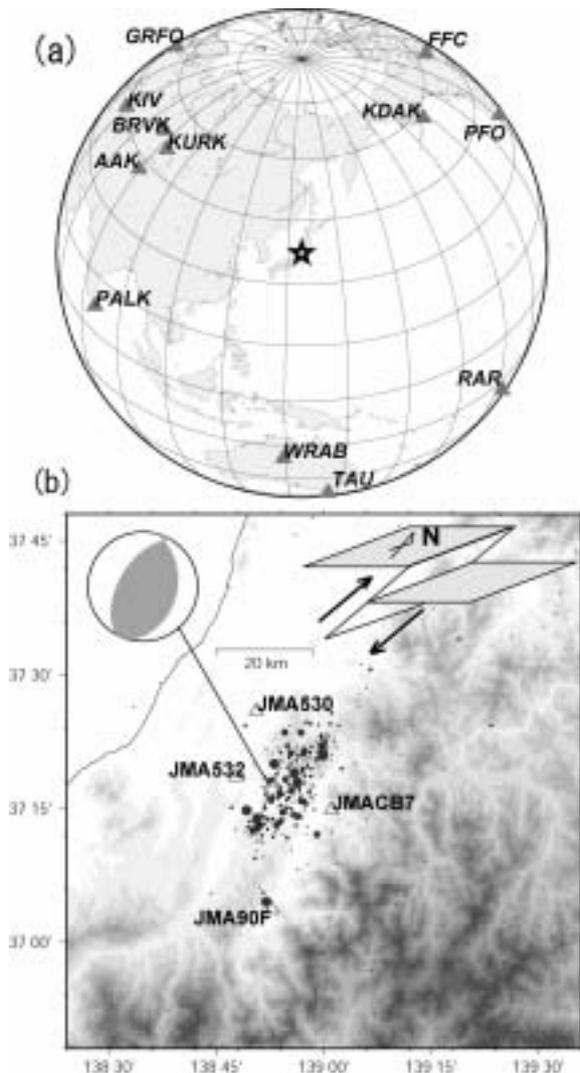


図2 使用した観測点分布 (a) 遠地実体波記録, (b) 近地強震動記録, 丸印は気象庁一元化震源, 震源メカニズム解は本解析の結果を示す.

響を評価することにより,断層面での破壊伝搬過程の推定が可能となる.ここでは,全世界的な地震計観測網の実体波記録(遠地実体波記録)と,日本全国に密に配置された強震動観測網の記録(近地強震動記録)を使用して,断層面での破壊伝搬過程を推定する.一般に遠地実体波記録は近地強震動記録に比べて,地下構造の影響を評価することが容易で,震源全体のモーメント解放履歴やモーメント解放領域の深さを決定するのに優れている.これに対して近地強震動記録は,観測点近傍における断層の動きの詳細な情報を有しており,時空間の分解能が高い.従って,両者を同時に使用することにより,高精度・高分解能な震源過程の推定ができる.ここで,遠地実体波として, Incorporated Research Institutions for Seismology

(IRIS)によって収録されている広帯域地震計観測点の記録12点を,近地強震動記録として,気象庁によって観測された強震動記録4点を使用した(図2).観測点の方位分布は良好である.遠地実体波記録は,0.001~2 Hzのバンドパスフィルターをかけ,10 Hz サンプリングの変位波形に変換した.近地強震動記録は,0.05~0.5 Hzのバンドパスフィルターをかけ,10 Hz サンプリングの変位波形に変換した.速度構造は,地震研究所のホームページに掲載されている Double-Difference トモグラフィー法によって決定された速度構造を参考に複数の速度構造を仮定し,最も波形を説明する速度構造を最終的に使用した.また観測点直下が厚い堆積層に覆われている観測点については,厚さ2 kmの堆積層を挿入した.

結果と考察

断層面は,防災科学技術研究所が決定した値と遠地実体波を参考にして,(走向,傾斜)=(210°,54°)とした.震源は,気象庁の一元化震源を使用すると,断層近傍の観測点(特に,JMACB7)の波形が説明できないため,波形を最も説明できる震源位置をグリッドサーチ法により求めた.震源深さ10.5 kmにおける残差分布を図3に示す.地震波形を最も説明する震源は(緯度,経度,深さ)=(37.30°N,138.84°E,10.5 km)となり,気象庁一元化震源よりも,



図3 深さ10.5 kmにおける波形の残差変化分布,濃い色の点ほど観測波形が再現されている事を示す.

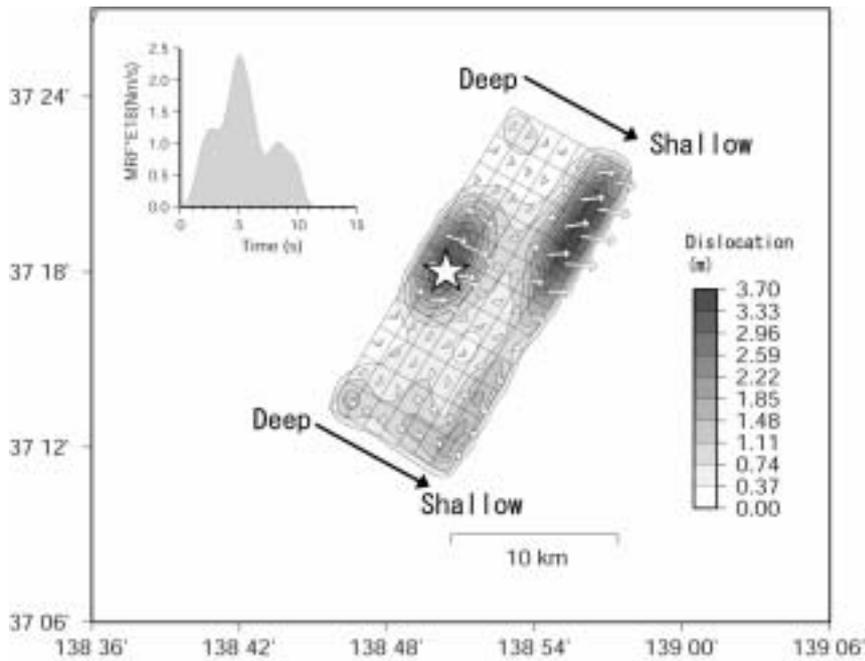


図4 本震時の地震時すべり量分布と震源時間関数.

約5km程西にずれる。これは、震源より西側の観測点は厚い堆積層に覆われているために、実際の震源より、系統的に東側に決定されている可能性があることを示唆している。

図4に本震時の地震時すべり量分布と地震モーメント開放履歴を示す。地震モーメント $M_0 = 8.1 \times 10^{18} \text{ Nm}$ となり、他の機関が決定している値とほぼ一致する。その一方で、モーメントマグニチュードは $(M_w) 6.5$ となり、気象庁マグニチュードより、0.3も小さい。ここで、モーメントマグニチュードは、地震の規模を表現するのに最も適した値である。最終的に得られた平均的な滑り角度は、 100° となる。破壊継続時間は、11秒、最大すべり量は、約3.7mとなる。地震の断層滑りによるせん断応力降下量を求めると、震源付近

と地表付近で、約30MPaに達する。

破壊開始後数秒間は、震源に近いアスペリティ(すべり量が大きな領域)を破壊するが、破壊開始から5秒後に山古志村に近いアスペリティ(すべり量が大きな領域)を破壊する。この山古志村直下で発生した大きな断層滑りにより、山古志村では、大きな被害が発生したと考えることができる。

図6に得られたモデルから再現された地震波形と観測された地震波形の比較を示す。遠地実体波と近地強震動記録が共に良く再現されており、得られたモデルは妥当である事が示唆される。

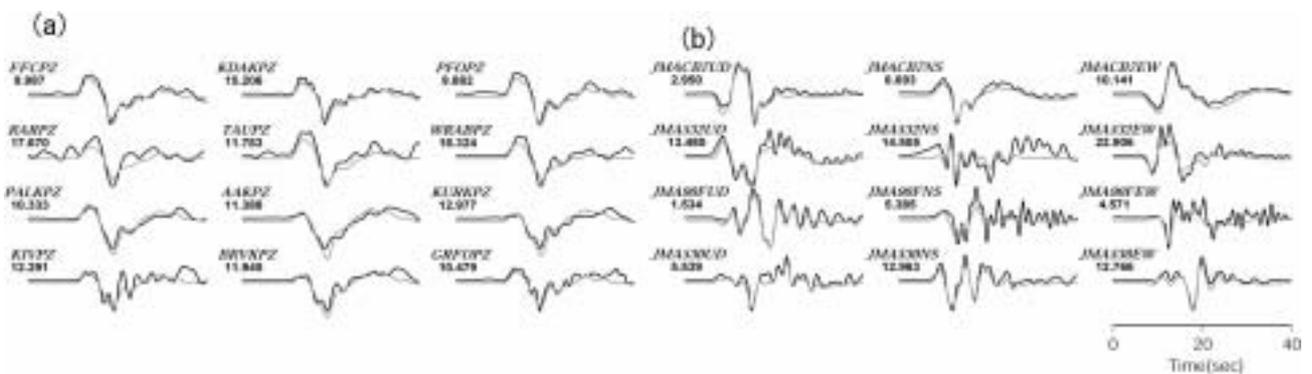


図6 観測波形(黒線)と理論波形(灰色線)との比較,(a)遠地実体波,観測点名の下に書いてある数字は最大振幅(μm). (b)近地強震動記録,観測点名の下に書いてある数字は、最大振幅(cm).

1) 2004年スマトラ沖巨大地震

地震の概要

2004年12月26日に北スマトラ沖でM9の巨大地震が発生した。この規模の地震は、広帯域地震計観測網が整備されて以来、初めての地震である。同地域は、インドプレートとオーストラリアプレートがユーラシアプレートの下に沈み込んでいる地域で、M8クラスの地震も過去数回発生していることが確認されているが、今回のようなM9クラスの地震が過去に発生したと言う定量的な報告は、まだ無い。米国地質調査所が決定した余震分布は、長さ1200kmにわたって分布しており、ハーバード大学が決定したモーメントマグニチュードは、9.0に達する(図6)。一方で、地震発生後、地球がゆっくりと揺れる自由振動の解析より、モーメントマグニチュードが

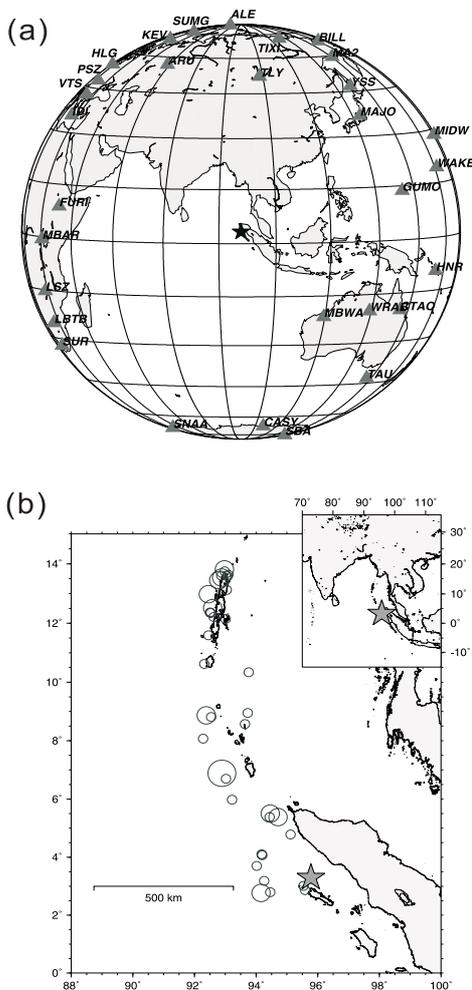


図6 (a) 使用した観測点分布 (b) USGSが決定した本震の位置と余震分布

9.3に達していると指摘している研究者もいる(Stein, 2005)。次節で述べるが、今回の地震は、400秒以上に渡って破壊が継続しており、通常的手法では、解析するのが困難な地震であるために、詳細な議論は、現時点で困難である。

データ

解析の使用に耐えうる、2004年スマトラ沖巨大地震の震源近傍の地震波形データは、入手する事ができなかった。従って、今回は、IRISによって収録されている広帯域地震計観測点の記録12点を、解析に使用した。一般に、地球の減衰構造の関係上、P波は高周波の波を多く含んでいる。ここで、今回の地震の破壊継続時間を見積もるために、1Hz近傍の周波数帯域のみを通すフィルターをかけた波形を図7に示す。比較のために、今回の震源近傍で発生し、かつ、

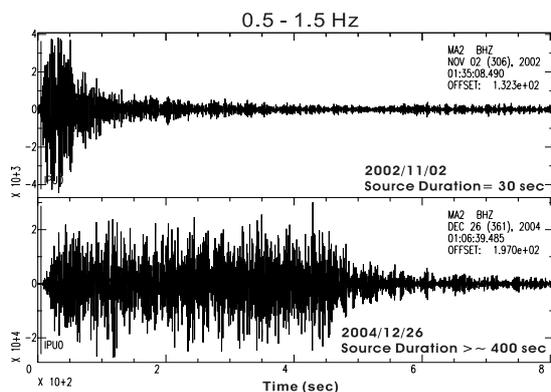


図7 観測点MA2で観測された短周期地震動(0.5~1.5Hz)。2002年スマトラ沖地震(Mw 7.3)と2004年スマトラ沖巨大地震(Mw 9.0)の比較。

超長周期の波

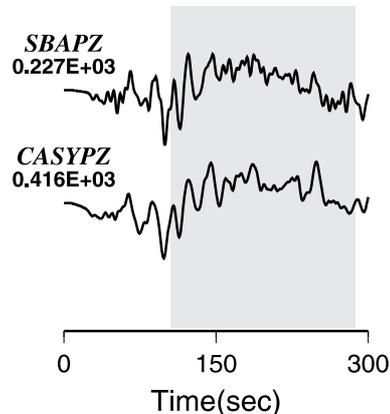


図8 観測された、広帯域地震動(地震計の特性は除いてある)

同じようなメカニズムを持つ地震波形も同時に示している。ここで、高周波の波の継続時間は、破壊継続時間と P-sP 時間に相当する。この場合 P-sP 時間は約 20 秒程度であるので、地震波形からは、少なくとも 400 秒以上に渡って破壊が継続していることが示唆される。しかしながら、今回適用している地震波解析スキームでは、200 秒以上の震源過程を求めるのは困難である。また、観測波形には、地震発生から約 100 秒後から始まる、周期 500 秒以上の超長周期の波が含まれている（図 8）。この超長周期成分を解析に使用するのには、今回使用したプログラムでは、ほぼ不可能である。従って、今回は、0.002~0.5 Hz のバンドパスフィルターをかけ、4Hz サンプリングの変位波形に変換した。従って、結果には、周期 500 秒以上の現象は含まれていない。

結果と考察

断層モデルは、ハーバード大学が決定した値を、地震波形を説明するように若干修正した値、(走向、傾斜、滑り角) = (329°, 10°, 110°) を使用した。求めるべきパラメータを減らすために、滑り角度は固定した。震源の深さは、地震波形を最も説明できる深さ、15km を採用した。

図 9 に本震時の地震時すべり量分布と地震モーメント開放履歴を示す。地震発生後約 50 秒間に渡って、マグニチュード 8.2 相当の破壊が進行した。この破壊後に、M9 クラスの地震モーメントを開放している。ここで、今回使用した手法は、周期 500 秒までの波を使用しており、かつ、仮定したモデル領域は十分な大きさではないため、全体の地震モーメントを正確に把握するには適していない。この帯域で見ると、破壊は北へ約 2.5km/sec の早さで伝搬し、約 450km 以上の範囲を破壊している。このモデルで観測波形は良く説明する事ができる（図 10）。ここで、地震波形からは、200 秒後も北に向かって進行している事が明らかになってきている。地震波形から推定される破壊継続時間は 400 秒以上に及ぶので、破壊伝搬速度を 2.5km/sec と過程すると、震源より 1000km 以上北へ破壊が進行したことになる。これらの事を考慮すると、非常に長周期の波を励起した領域は、今回得られたすべり量分布より北に位置する事が示唆される。今後、津波と地震波解析から超長周期の波を多く励起した現象の解明をする必要がある。

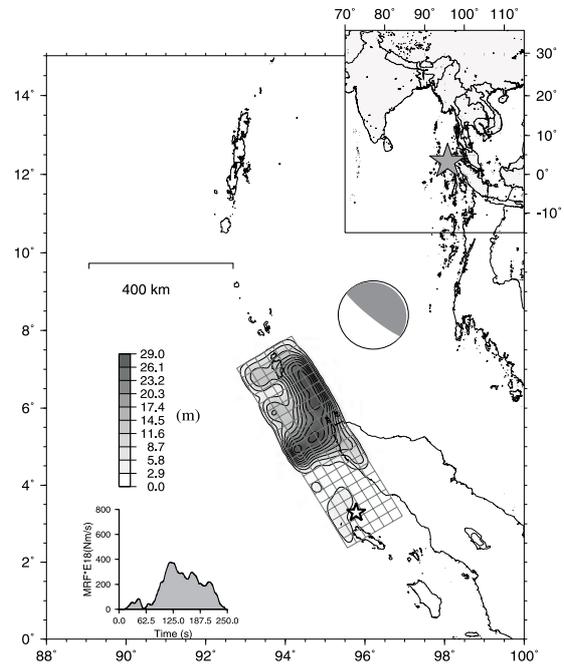


図 9 滑り量分布と震源時間関数

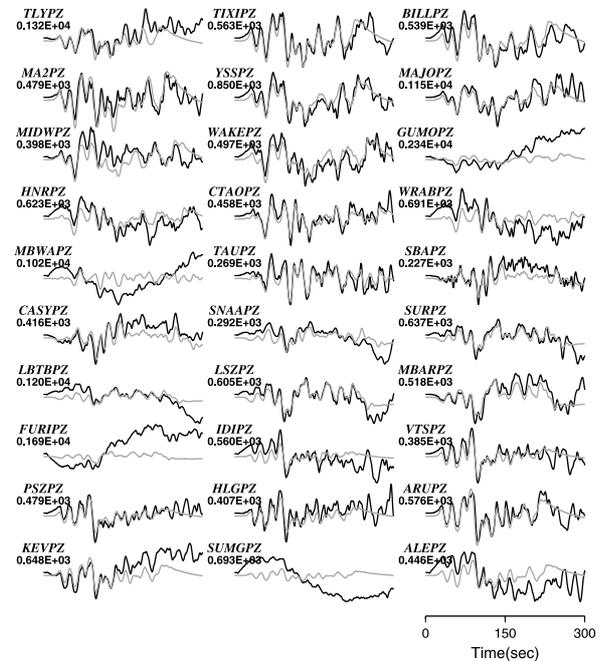


図 10 観測波形（黒線）と理論波形（灰色線）との比較、遠地実体波、観測点名の下に書いてある数字は最大振幅(μm)。

おわりに

全世界の地震計網と地域的な強震動観測網により、地震動を正確に観測することができるようになってきた。その結果、このような地震が、「どのように発生するのか？」また「地震発生源で何が起こったのか？」、明らかになりつつある。しかしながら、M9 クラスの地震に対しては、我々の解析手法はまだ未熟である事が明らかになった。今後、M9 クラスの地震の解析手法の開発を積極的に行う必要がある。

建築研究所では、震源で発生した現象（震源過程）を解析するツールを開発しており、準リアルタイムに震源過程を決定する事が可能となりつつある。M8 クラスの地震までは、開発された手法は適用でき、解析によって得られた結果は、速やかに WEB に公開されている。地震発生後は、下記のアドレスにアクセスされたい。

アドレス：<http://iisee.kenken.go.jp>

参考文献

Jackson, D. D. and M. Matsu'ura (1985). A Bayesian approach to nonlinear inversion, *J. Geophys. Res.*, 90, 581-591.

Fukahata, Y., A. Nishitani and M. Matsu'ura (2004). Geodetic data inversion using ABIC to estimate slip history during one earthquake cycle with viscoelastic slip-response functions, *Geophys. J. Int.*, 156, 140-153, 2004.

Stein, S. and E. Okal (2005). Ultra-long period seismic moment of the great December 26, 2004 Sumatra earthquake and implications for the slip process,

<http://www.earth.northwestern.edu/people/seth/research/sumatra.html>