

波形インバージョンによる2000年10月31日の 三重県中部のスラブ内地震の震源過程

山内 麻記子 (名古屋大・環境)・笈 楽磨 (神戸大・理)

1. はじめに

近年多くの地震に対し、波形インバージョンによる震源過程の推定が行われ、大きな成果を挙げている。一方、地震発生の際、プレート境界、地殻浅部に加入、沈み込みスラブ内に最近注目が高まっている(例えばHarada and Ishibashi, 2000)が、スラブ内地震の震源過程の解析事例は少なく、中でもM5クラスの小規模な地震にいたっては解析例ほとんどないといわれている。この研究では、波形インバージョンにより沈み込みフィリピン海プレート内で発生した2000年10月31日の三重県中部の地震(MJMA=5.5)の震源過程を推定した。震源過程の推定が行われているスラブ内地震としては、1993年糸路沖地震(Mw=7.6)、1994年の北海道東方沖地震(Mw=8.2)があるが、その震源過程は規模の大きさの割に比較的単純だったことが知られている(例えばKakehi and Irikura (1996), Kikuchi and Kanamori (1995))。これがスラブ内地震の一般的特徴なのか否かは興味のあるところである。また、スラブ内地震の一般的特徴としてストレスドロップが高いということが言われているが、この地震についてもこれが成り立つのかも興味深いところである。

2. 震源の深さ・メカニズム解

この地震の震源深さは、名古屋大地震火山観測研究センターによる震源決定では33.8 km、気象庁による震源決定では43.09 kmと10 km近く異なる。両者で共通に決定されている余震の深さを比べると、その差は5.2 km以内で取っており、気象庁の本震深さだけがやや離れて深い。また、本震と10月31日 01:49の最大余震(MJMA=3.4)について、名古屋大と気象庁の観測点から期待されるS-P時間(速度構造は震源過程のインバージョン用のものを使用)と、震央近くで観測点とのS-P時間を比べてみると、名古屋大学の震源深さの方が観測S-P時間をよく説明した。従って、震源(破壊開始点)は名古屋大学による法を用いる。図1に名古屋大学による本震後24時間以内の余震分布を示す。余震は本震より深く、内陸側で起きている。この場所でのフィリピン海プレートの上面深さは約30 km(山崎、大井田, 1985)なので、この地震では沈み込みプレート内には約30 km(山崎、大井田, 1985)の深さで起きている。防災科学技術研究所のFreesiaによるこの地震のメカニズム解(slitke, dip, rake) = (305°, 72°, 130°) (とその補助面)は深さ40 kmのものである。名古屋大学の震源深さ33.8 kmに点震源を置いて、震源近傍の強震変位波形の相対的に長周期(2-5秒)の成分を使って、最適なメカニズムを探求したところ、Freesiaとはほぼ同じ(309°, 74°, 146°) (とその補助面)というメカニズムが得られた。名古屋大学による震源深さは、走向はフィリピン海プレートの沈み込み方向に平行に近く、dipは高角度の面(309°, 74°, 146°)が震源断面面であることを示唆する。インバージョンの断面面の設定にはこの面(図3)を用いた。

3. 地震波形データ

解析には防災科学技術研究所のK-net, Kik-net(地表観測点)、関西地震観測研究協議会(CEORKA)の波形データを使った。観測点の配置を図2に示す。K-netとKik-netの記録は加速度記録であるが、永久変位の出ない修正方法(見、今合同大会、講演番号Sp-P008)により変位波形にし、0.2 Hzのバンドパスフィルターをかけた。広帯域速度型強震計によるCEORKAの速度記録は1回積分してリニアなトレンドを除いて変位波形にした。0.2 Hzのバンドパスフィルターをかけた。観測波形の卓越周期はおよそ5-0.5秒と非常に短周期(高周波)であるため、地下構造が波形に与える影響は大きいと考えられ、良い地盤条件の観測点を選ぶことが重要なポイントとなる。Kik-netの観測点は地表観測点(100 m以深)用のボーリングデータのデータが、K-netの観測点は20mのボーリングデータが公開されている。解析の対象としては

- ・100 m以深にVs = 1800 m/sの層が現れているKik-net観測点
 - ・近傍に上記を満たすKik-net観測点があり、波形も表面の影響が小さそうなK-net観測点
 - ・20 m以深にVs = 500 m/sの層が現れているK-net観測点
- を満たすKik-net, K-net観測点と、CEORKAの観測点のうち、波形に対する表面の影響が小さいと思われるHSDを選んだ。

4. インバージョンの前

図4に観測点MIE014の本震と最大余震(MJMA=3.4)の変位波形を示す。本震波形のP波とS波部分には時間間隔がPとSでほぼ同じの2発の明確なパルスが見える。ほぼ同じ伝播経路をたどってきたと考えられる余震の波形にはそのような2発のパルスは見えない。このことは、この2発のパルスが震源起因で、従ってこの地震の震源過程は複雑であることを示唆している。

5. 地下構造

理論波形は水平成層構造を仮定し、反射・透過行列法(Kennet and Kerry, 1979)と離散化波法(Bouchon, 1981)によって計算した。地下構造は、Kik-netのボーリングデータ、フィリピン海プレート上面の深さ(山崎、大井田, 1985)、名古屋大地震火山観測研究センターと東京大学地震研究所和歌山地震観測所がそれぞれ震源決定に使っている速度構造、東海沖でのOBSによる地殻構造調査(仲西他, 1995)、紀伊半島南部の人工地盤調査(紀伊半島沖海溝観測グループ, 1995)などを参考に設定した。また、最表層の速度の値とコンラッド面の深さは、それぞれKik-netのボーリングデータと中村他(1995)による紀伊半島でのコンラッド面の深さを参考に観測点ごとに設定した(表1)。

6. インバージョンの手法と断面モデル

インバージョンはmultiple time window analysis により行った。すべての向きは rake = 146° に固定した。9 km x 9 km という大さめの断面面を使った波形インバージョン(山内, 2000, 神戸大学卒業論文)の結果と余震分布を参考に、主として破壊開始点の深くかつ内陸側に広がる6 km x 6 kmの矩形断面面を設定した。これを0.4 km x 0.4 kmのメッシュ15 x 15 = 225個に分割し、各メッシュの中心に点震源を置いた。time windowの数は3個である。time windowの時間幅は0.4秒で、これを0.2秒ずつずらしている。1番目のtime windowの伝播速度(表現できる最大伝播速度)は最下層のS波速度4.61 km/sの80%の3.69 km/sを使っている。

インバージョンの際には、Lawson and Hanson (1974) によるアルゴリズムを使って非負の拘束条件を加えた。また、すべり量分布を滑らかにする(各点ですべり分布の空間的なLaplacianを最小にする)拘束条件も加え、インバージョンの安定化を図った。

7. 結果

図5に観測波形と合成波形の比較を、図6に断面面上のモーメント解放量の分布を示す。大きなモーメント解放は断面面上の3か所であったことがわかる。これは、沈み込みスラブ内の規模の小さなこの地震でも、震源過程は単純なものではなく、マルチパルスであったことを示す。総モーメント解放量は $M_0 = 1.7 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$ と見積もられた。これはFreesiaによる値 $1.7 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$ に等しい。モーメントをすべり量に換算すると、最大すべり量は0.33 mとなった。ただし、これはメッシュの大きさに依存する値であることに注意すべきである。3つのアスペリティのそれぞれの合成波形への寄与を図7, 8, 9に示す。

7. 議論

インバージョンの結果から、ストレスドロップを見積もった。計算式には $\Delta\sigma = 2.5M_0/S^{1.5}$ (Sは面積)を使った。ストレスドロップが大きかったことと知られる1993年糸路沖地震との比較を表2に示す。糸路沖地震のストレスドロップはTakeo et al (1993)の論文に記載されているすべり量分布から、上記の式を使って筆者らが計算したものである。絶対値はともかく、同じ式を使っているのだから十分に意味のある比較とは言えるが、それだけでなく値はメッシュの大きさやどの範囲の平均をとるの大きさに依存するので、参考程度の比較と思った方が無難である。Takeo et al (1993)の使っているメッシュサイズが9.67 km x 9.25 kmと、三重県中部のスラブ内地震のために設定した断面面より大きいことを考えると、比較の乱暴さよくわかるであろう。ただ、三重県中部のスラブ内地震のストレスドロップは、大きい部類ではあるが、糸路沖地震ほど驚異的な大きさではなかったといえることは言えそうである。フィリピン海スラブ内では広域的に東西張力型のメカニズムを持つ地震が多いが、今回の地震の発生した地域では必ずしもそうではない。今回の地震も東西張力型とは異なるメカニズムで、震源断面面は垂直に近い高角度で傾斜し、走向はフィリピン海プレートの沈み込み方向に平行となっている。この地震の震源過程が複雑であることから、沈み込んだスラブ内にも応力場ないし破壊強度の不均質性の存在がうかがえるが、踏み込んだ議論を行うためには、この種の解析事例を蓄積していくことが先決であろう。一般的に、規模の小さい地震の震源過程は単純であるというイメージがあるため、震源過程が複雑なのは意外な感があるが、この観測点からすると、小さいスケールの応力ないし破壊強度の不均質性があることはそう意外でもないとも言える。

今回対象にした地震のように深く規模の小さい地震の詳細な震源過程の推定が、特別な臨時観測なしで可能であることは、全国的に高密度で展開された強震観測網K-net, Kik-netの威力を示すものである。今回は震源過程の推定に主眼を置いた解析をおこなったが、例えば地盤条件のよい(= 表層が固い)観測点により小規模の地震の震源過程をきちんと押さえておいて、その震源過程による地震波が堆積層上の観測点でどうのようには増幅されるかを検討する、といった表面の増幅効果を検討するアプローチも考えられる。

謝辞

解析には、防災科学技術研究所のK-net, Kik-net, 関西地震観測研究協議会の強震記録を使わせていただきました。名古屋大地震火山観測研究センターの大井田 徹助教授、気象庁地震火山部の上野 貴臣氏は震源情報を教えていただきました。東京大学地震研究所の中村正夫氏、古村孝志氏、京都大学防災研究所の渋谷拓郎氏には地下構造の情報・文献を教えてくださいました。記して感謝いたします。解析はLinuxによる計算機システムにより行いました。Linuxの開発に携わった多くの方々に感謝いたします。

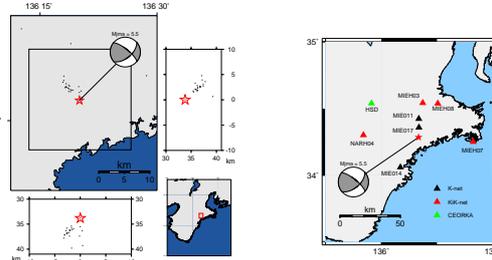


図1. 本震と本震後24時間以内の余震の震源分布(名古屋大学による)。本震のメカニズム解はこの研究で決めたもの。

表1. Green関数の計算に使った地下構造。赤字部分は観測点により値を変える。

layer top depth (m)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	density (kg/m ³)	Qp	Qs
0-1000	1800	1000	2300	400	150
1000-1500	5500	3170	2400	500	250
1500-2000	6100	3550	2700	600	300
2000-2500	6700	3900	3000	1000	500
2500-3000	7300	4300	3300	2000	1000
3000-3500	7900	4700	3600	3000	1500
3500-4000	8500	5100	3900	4000	2000
4000-4500	9100	5500	4200	5000	2500

* Philippine Sea Plate top depth

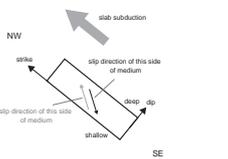


図3. 震源断面面とすべりの向きイメージ。

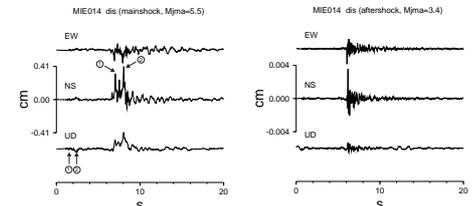


図4. 観測点MIE014の本震と最大余震(MJMA=3.4)の変位波形の比較。本震の波形には明確な2発のパルスが見えるが、余震の波形には見えない。

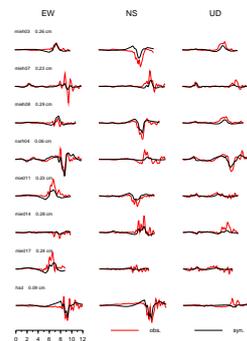


図5. 観測波形と合成波形の比較。

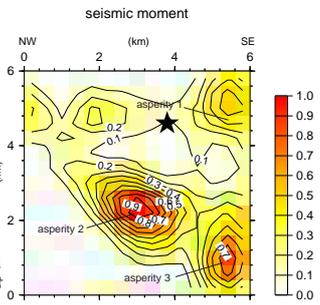


図6. 波形インバージョンによって得られた断面面上のモーメント解放量分布(破壊開始点)。

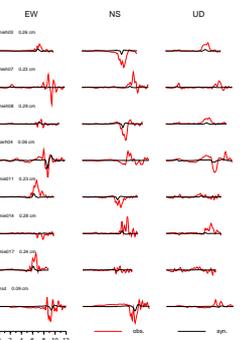


図7. 観測波形と asperity 1 による合成波形の比較。

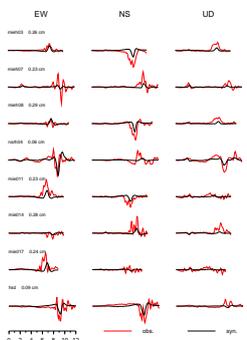


図8. 観測波形と asperity 2 による合成波形の比較。

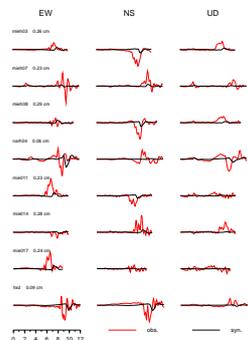


図9. 観測波形と asperity 3 による合成波形の比較。

表2. 1993年糸路沖地震とのストレスドロップの比較

This study	stress drop (MPa)	stress drop (MPa)	slip (mm)	moment (N·m)	L (km)	W (km)
2000 Michino-Chiba (M ₀ = 5.5)	0.10	0.10	0.10	5.28E+16	9.67	9.25
1993 Takeo, Sh. & Yoshida (1993)	142.2	142.2	0.35	3.64E+17	48	48
1993 Kakehi-Oki (M ₀ = 7.6)	46.3	46.3	0.50	3.05E+18	48	48
	241.2	241.2	11.80	8.16E+19	9.67	9.25