

強震記録を用いた 1964 年新潟地震の震源過程の解明

Source process of the 1964 Niigata earthquake estimated by using strong-motion records

芝 良昭[1]; 植竹 富一[2]; 中村 操[3]

Yoshiaki Shiba[1]; Tomiichi Uetake[2]; Misao Nakamura[3]

[1] 電中研; [2] 東京電力・耐震技術G; [3] 防災情報サービス

[1] CRIEPI; [2] Seismic Design Gr., TEPCO; [3] ISDP

1964 年新潟地震 (M7.5) は, 1983 年日本海中部地震 (M7.7) や 1993 年北海道南西沖地震 (M7.8) をはじめとした日本海東縁部に沿って線上に連なる一連の地震群のひとつとして, 最近では分類されることが多い. 新潟地震の震源域では同程度の規模の歴史地震が他に知られていないことから, その活動間隔等については不明な点が多いが, 新潟県沿岸地域においてシナリオ地震に基づく強震動予測を行う際には, 1964 年の地震の再来を想定した震源モデルを作成することが現実的であり, 特に強震観測記録を説明可能な震源モデルの推定はその重要性が高いと考えられる. 本報では, 気象庁 50 型~52 型強震計, および SMAC 型加速度計で観測された強震記録を用いて, 新潟地震の震源インバージョン解析をおこなう.

新潟地震の断層面については, 既往の研究の多くが西落ちの高角逆断層を仮定しているが (Hirasawa, 1965; Aki, 1966; Abe, 1975), 新潟地震の北方で発生した 1983 年日本海中部地震が東落ちの低角逆断層であったことから, 新潟地震も同様の共役断層面で説明できるとする議論も存在する (Satake and Abe, 1983; Mori and Boyd, 1985). しかしながら, 浜田 (1983) や草野・浜田 (1991) による余震分布の再決定結果は, 従来の西落ち高角逆断層説を支持するものである. 本報では草野・浜田 (1991) を参考に, 走向 200 度, 傾斜角 60 度の初期断層モデルを仮定した. また震源 (破壊開始点) の深さは 30km とし, 長さ 100km*幅 32km の断層面の中央最深部に置いた. このとき, 表層の非地震発生層の厚さは約 4km となる. 断層面は 4km*4km の小断層で分割され, 1 次元水平成層構造に基づく理論的グリーン関数を用いた Hartzell and Heaton (1983) のマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法により, 断層面上のモーメントレート関数が推定された. 解析に用いたデータセットは, 気象庁の 5 地点 (秋田, 山形, 白河, 高田, 輪島) における変位強震記録と新潟県川岸町で観測された SMAC 型強震計による加速度記録である. なお川岸町の SMAC 型強震計による記録は, Kudo, et al. (2000) によりデジタル化され, 変位記録に変換された結果を用いている. 解析周期帯は 1~20 秒とし, また解析区間は水平成分については S 波の立ち上がりから, 上下動成分については P 波の立ち上がりからそれぞれ 30 秒間を切り出して用いた. モーメントレート関数を構成する基底関数の個数は 5 個, 関数の幅は 0.8 秒とし, 1 番目の基底関数の到達速度, すなわち破壊フロントの伝播速度としては 2.0 km/s を仮定した.

解析の結果, 破壊開始点から見て北側の浅い地域, 及び南側のやや深い地域にそれぞれすべりの大きい領域が見られた. また相対的には北側の領域のすべり量のほうが大きい結果となった. またモーメント解放量の総計は拘束条件の重みにより $2 \sim 6E20$ Nm の値をとるが, これらは既往の研究と比較してほぼ同程度の大きさである. 今後は初期断層面の設定や破壊フロントの伝播速度, データの解析区間等についてさらに検討を進める.