

8-8 緊急海底地震観測による紀伊半島南東沖の地震

Offshore southeast of the Kii Peninsula Earthquake by using temporal ocean bottom seismometers

東京大学地震研究所 地震地殻変動観測センター
Earthquake Research Institute, University of Tokyo.

2004年9月5日に発生した紀伊半島南東沖の地震(M7.4)は、震央が南海トラフ近傍であることから、プレート境界で発生する低角逆断層の地震であると思われた。しかし、この地震の発震機構解は南北方向に圧縮軸を持つ高角逆断層であり、プレート内で発生したものと考えられている。想定されている東南海地震の震源域のすぐ海溝側で発生したため、想定東南海地震に対する影響が懸念されるが、紀伊半島の海岸線から100 km以上も離れているため、震源の決定精度が悪く、地震断層面の深さ、傾き、形状などを余震分布から求めることが困難な状況である。

そこで、まず5台の海底地震計を9月8日にヘリコプターを使って投入した。震源の深さを精度よく求めるためには、地震が発生している深さ程度の観測点間隔が必要である。今回は、観測点間隔を約10kmにし、本震の破壊開始点近傍に設置した(第1図)。震源域全体をおおう配置ではなく、本震の深さを知ることを重視した。その後、北海道大学、東北大学、九州大学と共同で25台の海底地震計を準備し、海洋研究開発機構の「かいよう」を使って、9月14・15日に設置した(同時に、先の5台の回収も行った)。この25台は、余震域全体に、ほぼ等間隔で配置している(10月中旬に無事回収し、解析中)。

先に回収した5台の海底地震計のデータを使って、気象庁一元化震源リストに基づいて波形を切り出し、震源決定を行った。震源決定に用いた速度構造は、人工地震探査によって得られた速度構造¹⁾を基にした(第2図)。この地域は海溝近傍であるため、遅い堆積層が厚く存在する地域である。そのため、堆積層の底で変換する S_p 変換波や P_s 変換波などと得られている堆積層の厚さを用いて堆積層のS波速度を推定し、震源決定に用いた。さらに、海底地震計近傍で発生した地震だけを選び、走時残差の平均値を観測点補正值とした。最終的に得られた震源決定における走時残差の平均は、P波が0.03秒、S波が0.12秒である。

切り出した波形数は765個で、そのうちP波の読み取り数が3個以上でS波の読み取り数が1個以上あるものを選び、気象庁一元化震源と対応した地震が480個である。その震源は、気象庁一元化震源と比較して約5kmから25kmの範囲内で浅くなり、2群に分かれて分布している。その中でも浅い部分である5kmから15kmに分布するものは、水平位置では北西-南東方向に伸びている。一方で、深い15kmから25kmに分布するものは、海溝軸に平行な方向に広がっている。本震や主な余震の発震機構解から推定されるような傾斜する余震分布は、明瞭ではない(第3図)。

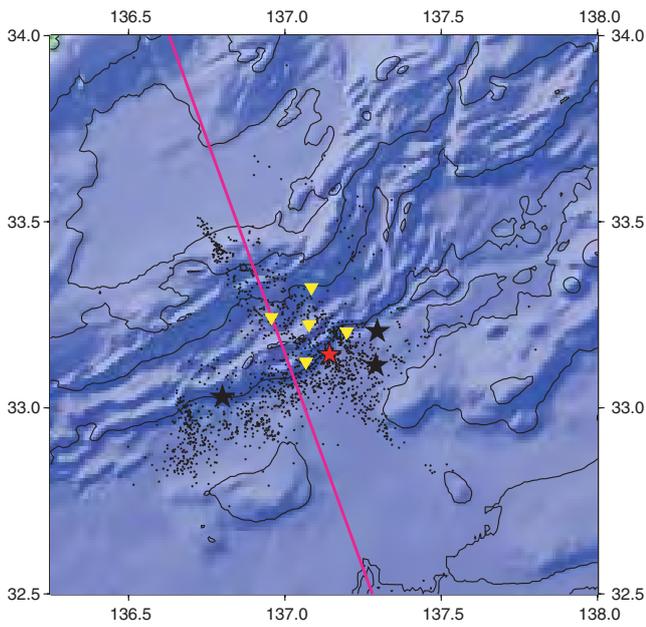
海底地震計を設置した直後に最大余震が発生しているが、最大余震発生前の余震分布はそれ以降の余震分布とは異なっていて、その断面図では南傾斜の分布が不明瞭ながら見られる。そこで、最大余震発生前後の余震を読み取りなおし、地震数を増やすことにした。気象庁の一元化震源リストにかかわらず、P波、S波が明瞭に読み取れるものをすべて読み取り、最大余震発生前後の7時間ずつの震源情報を作った。その中で、水平方向の震源決定精度が1km以下で、深さ方向の震源決定精度が3 km以下のものは、それぞれ272個と151個であった。

最大余震発生前の7時間では、2群に分かれていると見られていた余震分布の中間領域にも余震が発生していて、全体的に南に傾斜する分布になっている(第4図)。それに対し、最大余震発生後の7時

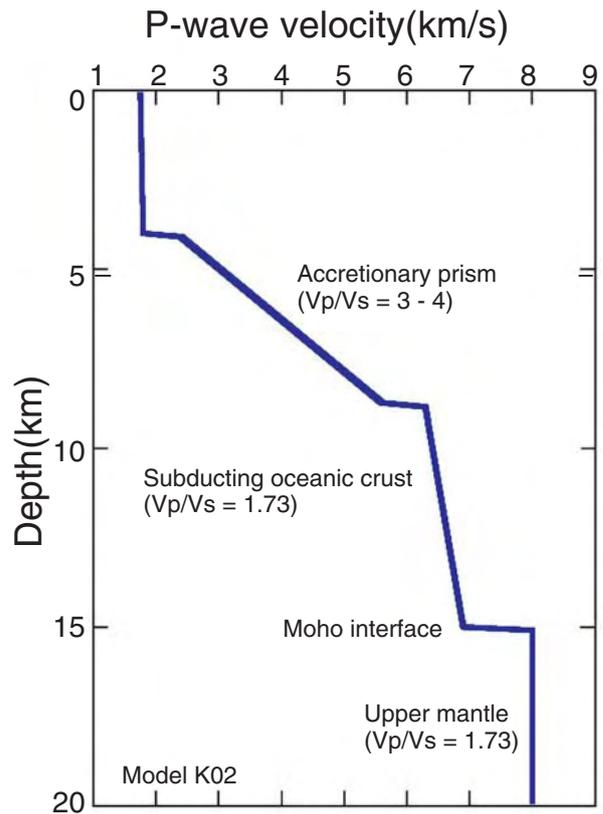
間の余震分布では、中間領域の余震が減り、2群に分かれる余震分布が明瞭になっている。さらに、最大余震発生前に存在した25km以深の地震が、その後は観測されていない。最大余震に対しても、海底地震計の記録を用いて決めなおしたが、記録が飽和していてS波が読めず、P波だけの震源決定になっている。そのため、震源位置に対する信頼度は低いが、最大余震は浅い地震群に含まれている。

参 考 文 献：

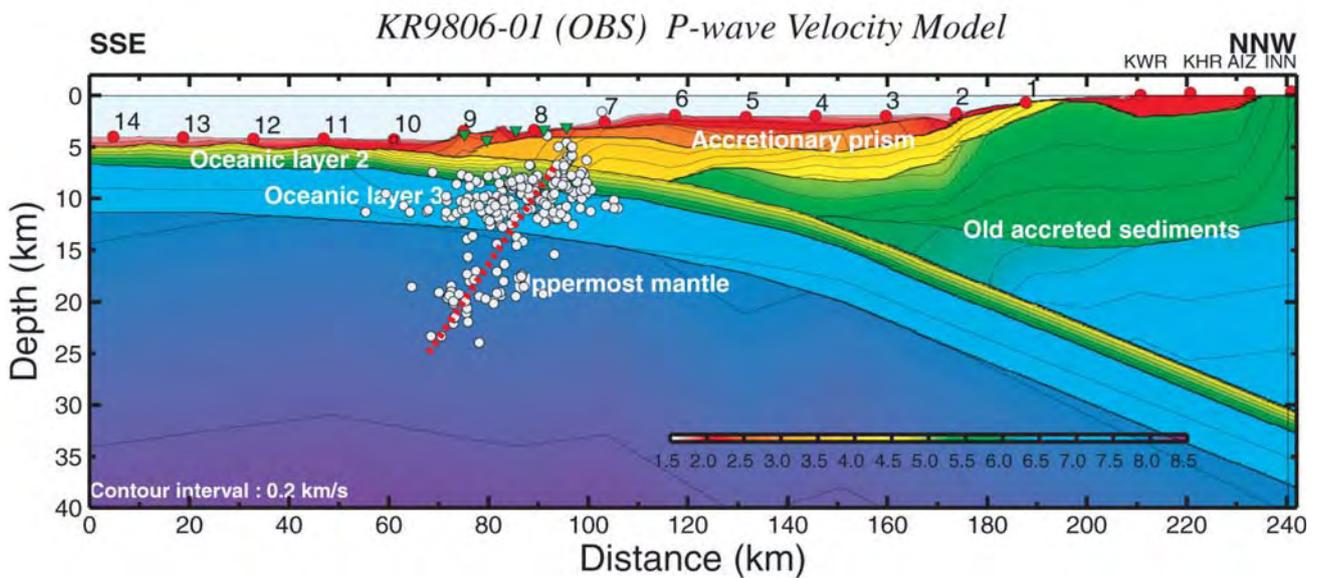
- 1) Nakanishi, A., N. Takahashi, J.O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki, and M. Nakamura, Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 107, EPM 2-1-21, 2002.



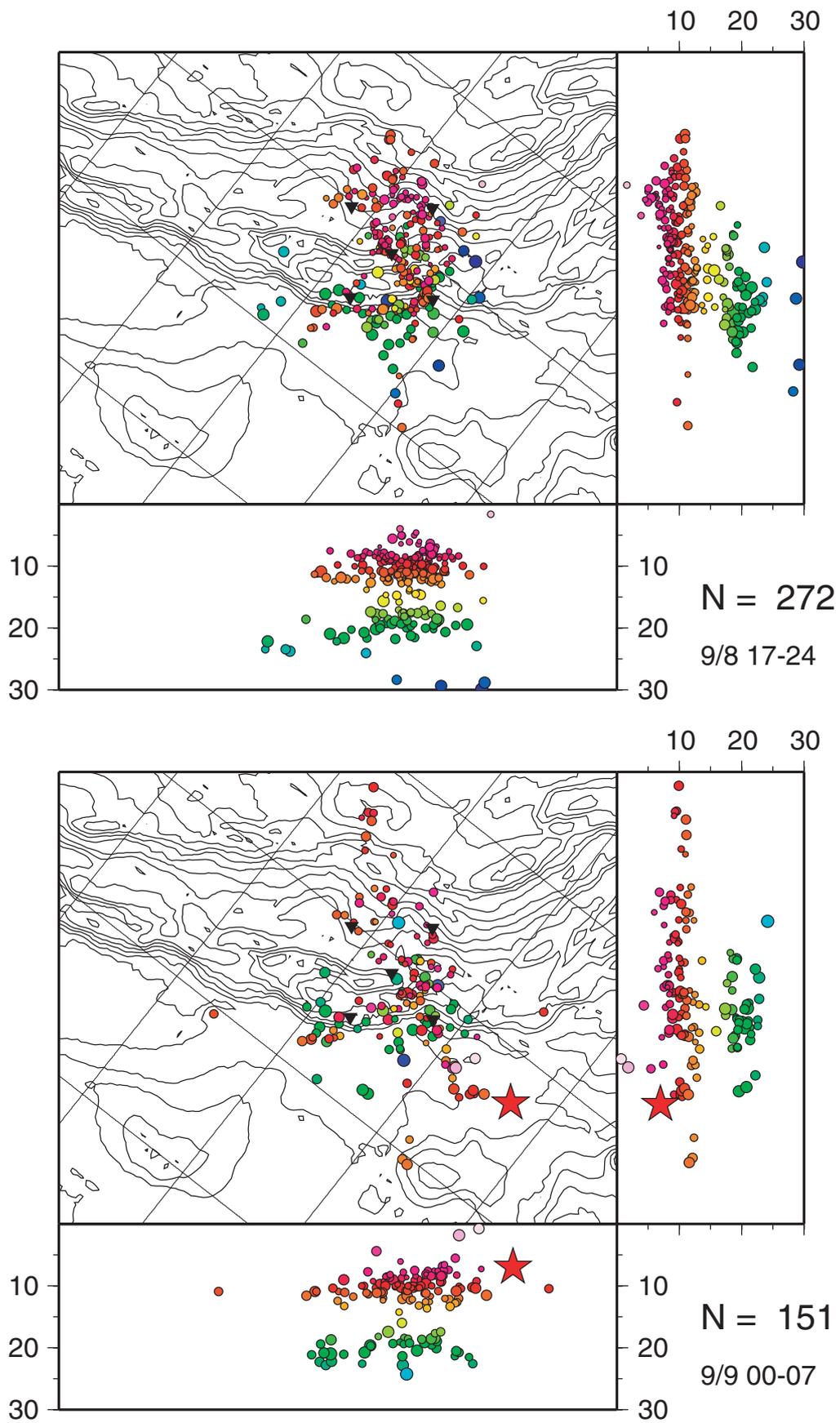
第1図 観測点分布 (海底地震計: ▼, 本震: ★, 主な余震: ★).
 Fig.1 Location of OBS (▼), main shock (★) and aftershocks(★).



第2図 速度構造.
 Fig.2 P-wave and S-wave velocity structure model.



第3図 人工地震探査による速度構造断面 (Nakanishi et al., 2002.) と震源分布 (9月8日 17時~23時57分). 水平精度 1km 以下, 深さ精度 3km 以下のもの.
 Fig.3 Vertical section of P-wave velocity structure and the aftershock distribution along the refraction profile (Nakanishi et al., 2002). The error of less than 1 km in the horizontal direction and less than 3 km in depth.



第4図 余震分布 (9月8日17時～24時と9日0時～7時). 水平精度1km以下, 深さ精度3km以下のもの.

Fig.4 Aftershock distribution (9/8 17h-24h and 9/9 0h-7h). The error of less than 1 km in the horizontal direction and less than 3 km in depth.