

南海地震のプレスリップによる歪場

橋本 学・梅田康弘

1. はじめに

梅田・他(2003)が報告した 1946 年南海地震前に見られたとされる井戸水などの変化は、もし新の変動であるとしたら、どのようにして生じたのであろうか？本研究では、1946 年南海地震の震源断層の深部あるいはその延長部において前駆的なすべりによる変動の可能性を議論する。

2. 南海地震震源断層の深部のすべりによる歪場

1946 年南海地震の震源断層モデルは Ando(1975)はじめ多くのモデルが提出されている。Ando(1975)のモデルは、かなり単純化されているので、ここでは、Sagiya & Thatcher(1999)のモデルの深部あるいはその延長部にすべりを与えて、生じる歪場と地下水異常の空間的な分布について比較する。

図は、Sagiya & Thatcher(1999)の 33 の小断層のうち、最深部の 9 つの断層にコサイスマックのすべり量の 10%を与えて計算した深さ 5km における面積歪である。これらの断層の上端は概ね 25~30km にある。ただし、四国東部~紀伊半島西部に位置する 3 つの断層については、Sagiya & Thatcher(1999)のコサイスマックなすべりがかなり横ずれ成分が卓越し、直上にほとんど面積変化が見られなくなる。一方、これらの断層に隣接する浅部の断層のすべりは逆断層成分が卓越するので、すべり角をこれら浅部の断層のものを用

いて計算したものである。面積膨張の領域が、断層の上端の直上に帯状に分布する。隆起も同様である。面積膨張域は地下水低下が観測された地域より、紀伊半島では南に、四国では北にずれている。もし、地下水位の低下が断層深部の前駆的すべりによる面積の膨張ないしは地殻の隆起によるとすると、前駆的にすべる断層は、紀伊半島ではさらに深部、四国では浅部になければならないことが示唆される。

3. 紀伊半島ヒンジライン観測による変位分布

我々は 2001 年 3 月と 2002 年 3 月紀伊半島南部において GPS キャンペーン観測を行い、アムールプレートに相対的な変位を得ている。Ando(1975)の B と C 断層を用いて、これを説明する断層のすべり欠損を推定した。ところが、元の Ando(1975)モデルでは紀伊半島中部の変位は小さくなり、また南部の変位を説明するすべり欠損もプレート相対運動の 2 倍近い大きさになる。そこで、断層の下端を 10km ずつ、幅が 150km になるまで深部に向かって固着域を延長することにより、ようやく紀伊半島中部の変位が説明できるようになる。これら 2 つの結果を総合すると、紀伊半島下ではカップリング領域が想定されるよりも深いところに及んでいる可能性も考えられる。

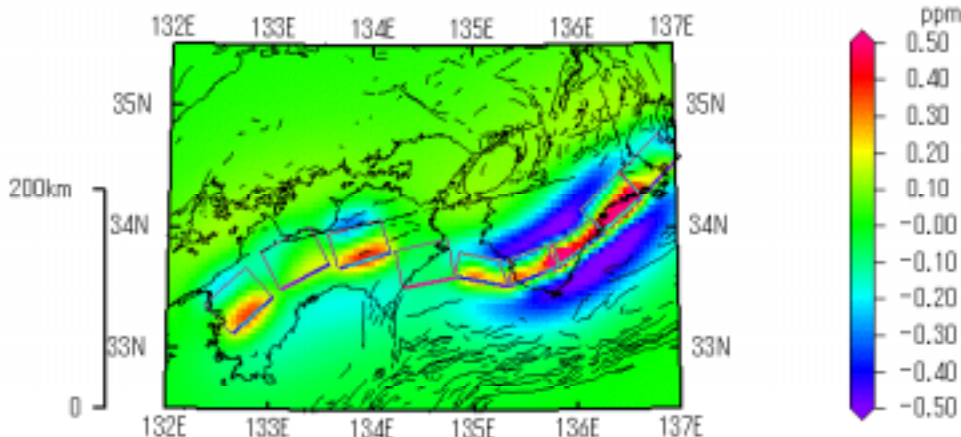


図. Saigya & Thatcher (1999)のモデル断層を用いて計算した面積歪。すべりは地震時の 10%、紀伊水道付近の断層のすべり角が隣接する浅部の断層のものに変更して計算した。