

# スロースリップとプレート間地震の発生への影響

## An influence of a slow-slip event on the inter-plate great earthquake

# 吉川 澄夫[1]

# Sumio Yoshikawa[1]

[1] 気象研

[1] MRI

スロースリップ現象の観測例がさまざまな地域において報告されているが、発生状況の違いや物理的意味の違いが正確に認識されずに混同されるケースが見られる。ここではスロースリップとプレート間巨大地震との関連性に焦点を絞り、東海と房総の例を参照しながら考察を行う。

スロースリップの解析には変位による表現が用いられることが多い。‘変位’は固定点を基準とした観測点の移動量を表すが、場合によっては対象となる観測点の固定点に対する平行移動成分や固定点の変動の影響が混じること想定される。これに対して‘歪’は観測点間の相対的な距離変化であるため地域的な変動を解析するのに相応しい。また‘歪’は‘応力’と同様、破壊現象との関係を示す物理的な尺度となりうるため、歪による解釈が重要となる。

スロースリップは名前の由来のとおり変動速度が遅く、地震のように急激な滑り破壊によって生じるものではないところから、直感的に非弾性的滑り、あるいはクリープ現象も想定される。このように非弾性的な現象を仮定した場合でも、プレート境界面の滑りが地表に達しない限り歪の蓄積が滑り面の周囲に生じる。プレート境界深部で食い違いが起きれば非弾性変形による多少の応力緩和はあるとしても滑り面上端に歪/応力集中が起きることは避けられない。

1996年と2002年、GPSにより房総半島南東沿岸域でスロースリップが観測された(Sagiya, 1997; 国土地理院, 2002)が、傾斜計の記録によれば、さらに少なくとも1983年と1990年にもスロースリップが繰り返されていた模様である(防災科研, 2003)。このような現象が繰り返されているとすれば周辺の歪の蓄積が懸念されることであるが、少なくとも1996年と2002年のスロースリップについては、滑り面の深さが比較的浅いと見られることから、その上端は地表付近にまで及ぶため歪の蓄積は殆どないと考えられる(吉川, 2003)。これに対して、東海地域のスロースリップは、発生場所が浜名湖直下30-40kmと深いため、プレート境界浅部の固着域の歪解消にはつながらなければならず、定常運動によって蓄積した歪をさらに増加させるセンスに働いていると見られる(吉川, 2004)。このようにスロースリップの発生深度によっては、結果として生じる歪が解放・蓄積というまったく逆のセンスに働き、地震発生にも影響を与えると見られる。

ところでスロースリップによる解放モーメント量が地震発生の可能性評価の指標として考えられる場合もあるが、モーメントが増加しなくなった時点で現象の終息という解釈に結びつく可能性があるため、注意を要する。確かに、東海地域においても木股・山内(1998)や山本・他(2003)によればスロースリップが過去にも起きていた可能性があるばかりでなく、黒木・他(2004)のスロースリップ再現数値実験によれば、スロースリップが繰り返し発生する場合、1回のイベントが直ちに本震に結びつかない場合が起こりうる。しかしながら、スロースリップがプレート境界固着域の歪解消を意味するものではない限り、歪蓄積量が高く維持されたままで地震発生につながる可能性もあることを考慮するべきである。