

12-14 モニタリングから何がわかるか？

What can we learn from monitoring ?

堀 高峰 (海洋研究開発機構 地震津波海域観測研究開発センター)

Takane Hori, R&D Center for Earthquake and Tsunami
Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

現状では、観測データから、地下で何が起きているかを知るための解析（固着・すべり分布や震源の時空間分布）は、時間をかければある程度できるようになってきている。しかし、モニタリングとなると、これをリアルタイムに行うことが求められる。そして、モニタリングで明らかにされた今地下で起きていることが、大地震との関係で何を意味するかを評価することで、大地震発生の逐次予測につながる。

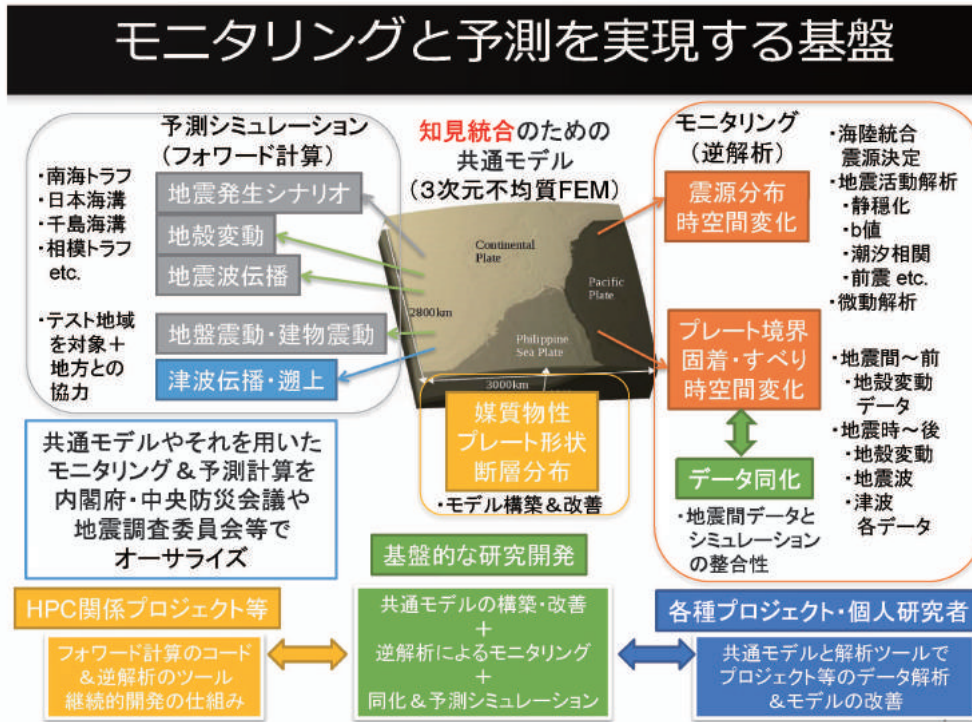
モニタリングは、単にリアルタイムに観測されたデータを見るということではなく、モデルを介在した解析をし、解釈をした結果を見ることまで含めている。つまり、地表とその付近で何が観測されたかではなく、地下で何が起きているかを見るということである。介在するモデルとしては、（1）震源決定用の地震波速度構造モデル、（2）プレート境界や断層での固着・すべりの推定に必要な弾性・粘弾性構造とディスロケーションモデル、（3）固着・すべりの解釈や推移予測に必要な地震発生サイクルのモデル等が挙げられる。これまで、こうした解析は独立に行われてきたこともあり、モデルが互いに整合しているかどうかは十分注意されてこなかった。しかし、モニタリングとその結果にもとづいて大地震との関係の評価するには、モデルを整合させることが必要である（第1図）。近年、大規模非線形 FEM での高速計算が可能となり、3次元不均質構造での波動場計算や粘弾性変形の計算が feasible になってきている¹⁾。第1図のような3次元不均質モデルをベースとしたデータ解析やフォワード計算が当たり前になるのも時間の問題と思われる。また、リアルタイムでのモニタリングを行うには、リアルタイムでの観測とデータ転送・データ解析の一体化と自動化、高速解析のための HPC 環境、さらにはアプリケーション開発とデータ解析の体制が必要となる。

プレート境界での固着・すべりと大地震発生との関係について、ここでは一例として、2016年4月1日に熊野灘で発生した $M_{JMA}6.5$ の地震とその後の余効変動について紹介する²⁾。この地震はプレート境界付近で発生したことが知られているが、その発生位置は、最近海底地殻変動データを加えて明らかになったすべり遅れの不均質分布³⁾と比較すると、第2図左のように熊野灘にある固着域の海側の端に対応している。また、この地震の震源の真上に設置されていた DONET1 の E18 観測点での水圧変動は、地震時にも余効変動でも沈降を示していた（第2図下）。このすべり遅れの不均質分布を考慮した摩擦特性分布を仮定し、さらに M6 クラスの地震を発生させる小規模な不均質を置いた摩擦パラメータ分布（第2図右）を仮定して、南海トラフの巨大地震の繰り返しと、M6 クラスの地震の共存のシミュレーションを行った。その結果、南海トラフ巨大地震の発生までまだ期間がある場合（第3図左）とある程度迫っている場合（第3図右）とで、M6 クラス地震後の振る舞いに明瞭な違いが生じた。4月1日と類似した場合が第3・4図の左で、こちらは地震前にどこでもすべり遅れが生じている状態であり、地震後の余効すべりが浅部延長にのみ広がり、1年後にはほぼ収束、5年以内に再固着する様子が見られる。浅い側だけに余効すべりが広がることによる海底地殻変動を計算すると、震源の真上では地震時と同じ沈降が生じることになり、DONET の水圧変動と整合している。一方、M6 クラス地震前にすでにプレート収束速度よりも少し速いすべりが M6

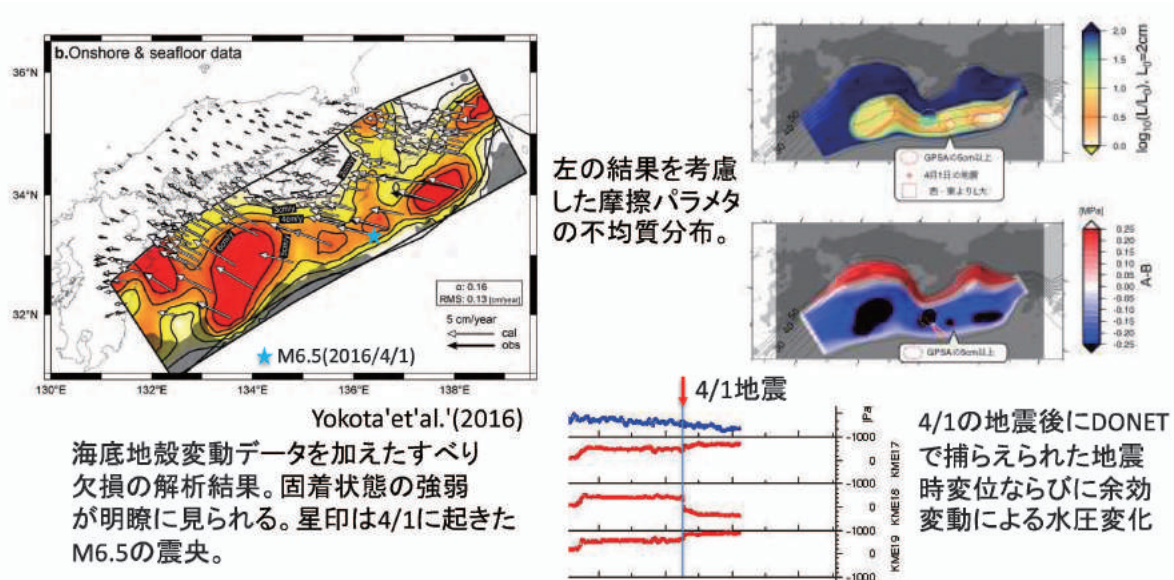
震源付近（固着域の端）で生じている場合（右）は、M6クラスの地震後の余効すべりが震源を取り囲むように発生して、さらに深部延長にも広がり、数年後にM8クラスの地震に至った。この場合には、余効すべりによる海底地殻変動は隆起に転じることがわかっており、DONETでの観測と矛盾する。このように、震源域付近で発生した地震後の推移として起こり得るシナリオを並べ、実際に起きた余効すべりの進展とシミュレーションとを比較することで、現状を評価することができる。今後の推移を検討するには、今後の余効すべりの推移をモニタすると同時に、異なるシナリオも網羅的に調べる必要がある。

参考文献

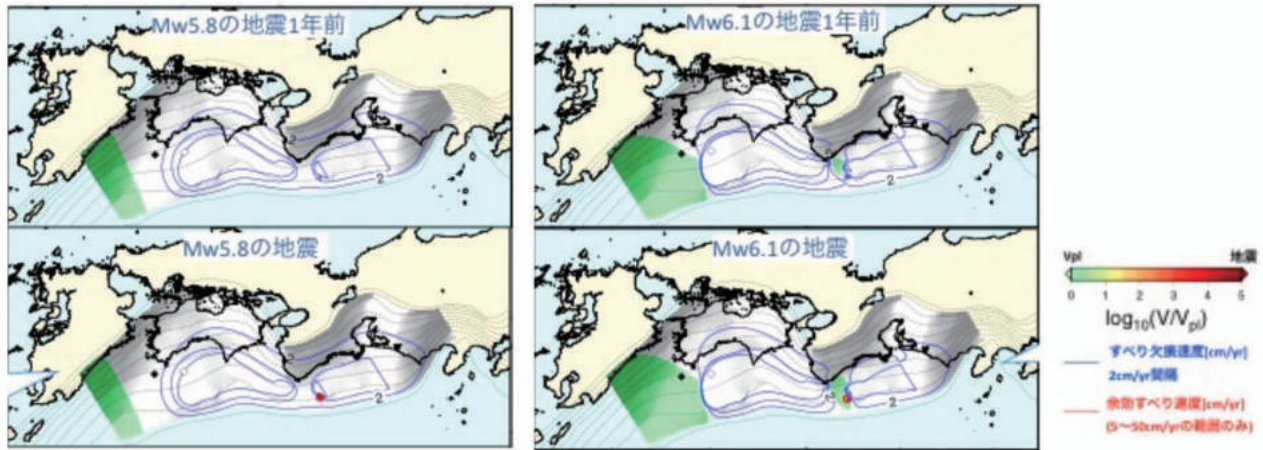
- 1) Ichimura et al. (2014), Physics-based urban earthquake simulation enhanced by 10.7B lnDOF 30K time-step unstructured FE non-linear seismic wave simulation, SC14: International Conference for High Performance Computing, Networking, Storage and Analysis Physics-based, 15–26 など.
- 2) 兵藤・堀(2016), 熊野灘下の南海トラフ地震発生域のバリア領域仮説, 日本地震学会 2016 年度秋季大会, S08-P04.
- 3) Yokota et al. (2016), Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, Nature 534, 374–377, doi:10.1038/nature17632.



第1図 地殻活動のモニタリングや推移予測等を実現するための基盤.
Fig.1 Basis for realization of monitoring and forecasting of crustal activity.

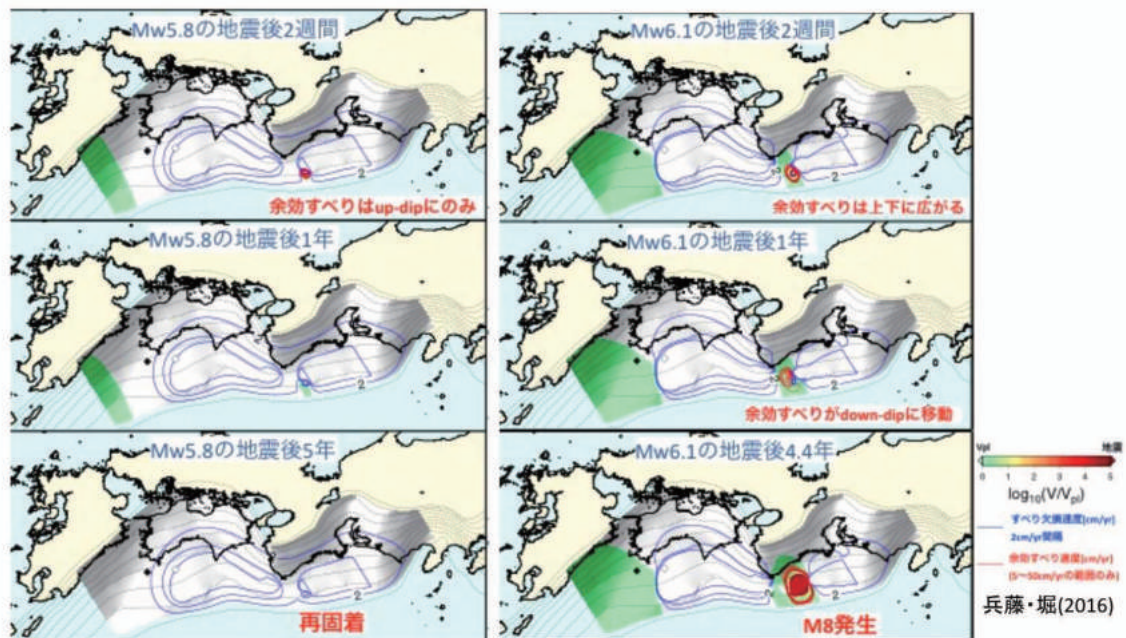


第2図 海底地殻変動データを加えたすべり欠損分布 (左²⁾) とそれを考慮した摩擦パラメタの分布 (右³⁾) . (Below) Frictional parameter distribution considering the slip deficit distribution³⁾ . (Below) Hydrostatic pressure change at DONET1 station of node E due to coseismic and postseismic deformation by the April 1st earthquake (occurred just below the stations).



第3図 第2図の摩擦パラメタでの地震発生サイクル計算結果のうち、Mw5.8の地震が発生する場合（左）と Mw6.1の地震が発生する場合（右）³⁾。前者は東海沖から四国沖ほぼ全域ですべり遅れているが、後者では地震が発生する領域付近でプレート収束速度よりも早いすべり（固着のはがれ）が地震前から生じている。

Fig.3 Results of earthquake generation cycle simulation with the frictional parameters shown in Fig.2³⁾. (Left) Mw5.8 case. Slip rate is lower than the plate rate at most of the plate boundary. (Right) Mw6.1 case. Near the source of the event, slip rate is higher than the plate rate before the event.



第4図 第3図の続き³⁾。(左) 余効すべりがプレート境界浅部延長のみで発生し、数年以内に再固着。(右) 余効すべりが深部延長にも広がり、数年後にM8クラス地震発生。

Fig.4 Continue from Fig.3³⁾. (Left) Afterslip occurs only in the up-dip extent on the plate boundary. Slip rate becomes slower than the plate rate within a few years. (Right) Afterslip occurs also in the down-dip extent. Finally, M8 earthquake occurs after several years.