



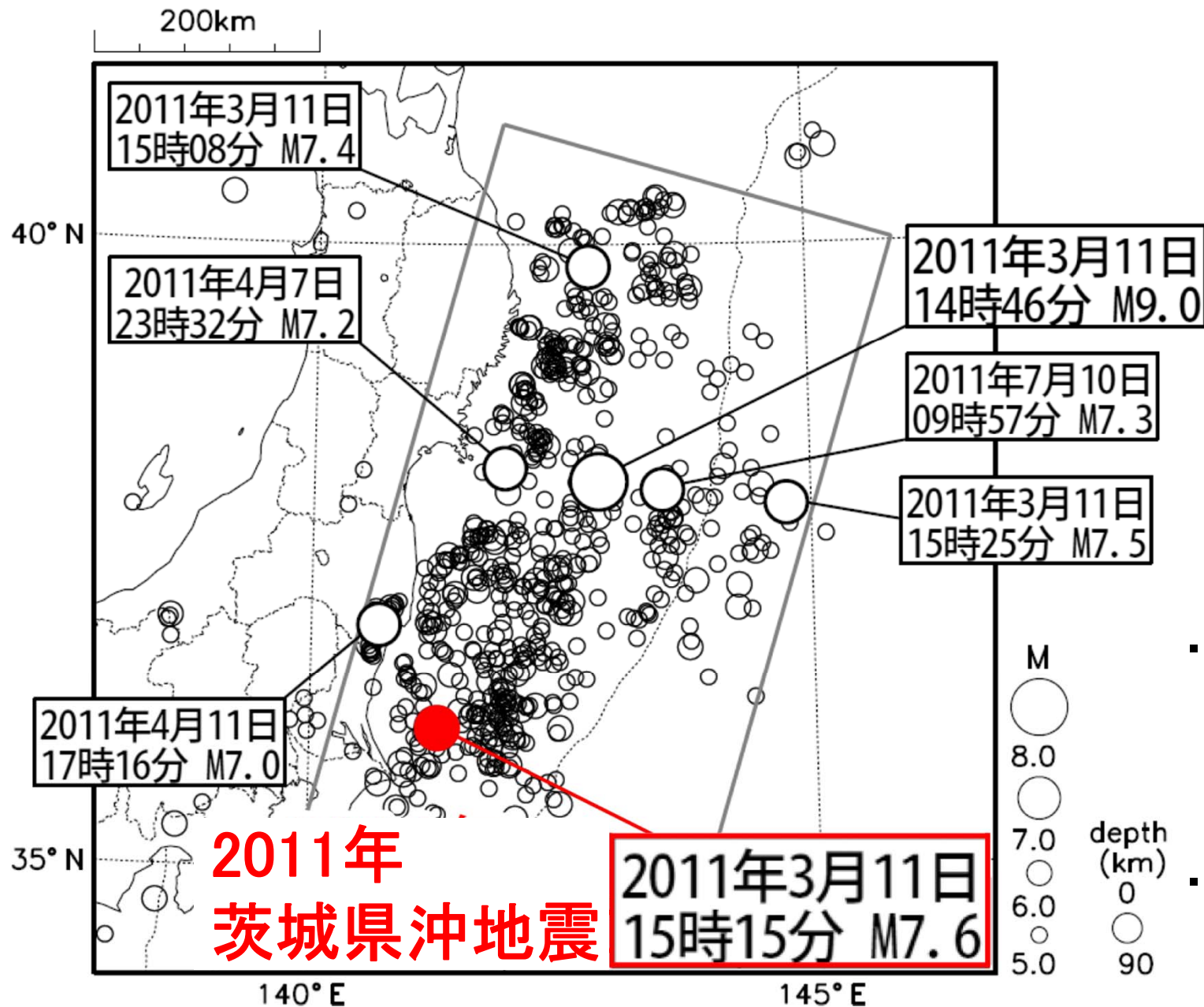
強震記録とGPSデータによって推定される 2011年茨城県沖地震(Mw7.9)の震源過程

#久保久彦・浅野公之・岩田知孝

(防災研究所 地震・火山研究グループ
地震災害研究部門 強震動研究分野)

謝辞：本研究では防災科学技術研究所 K-NET, KiK-net, F-netで観測された強震波形記録, 国土地理院GEONETの電子基準点データを使用しました。

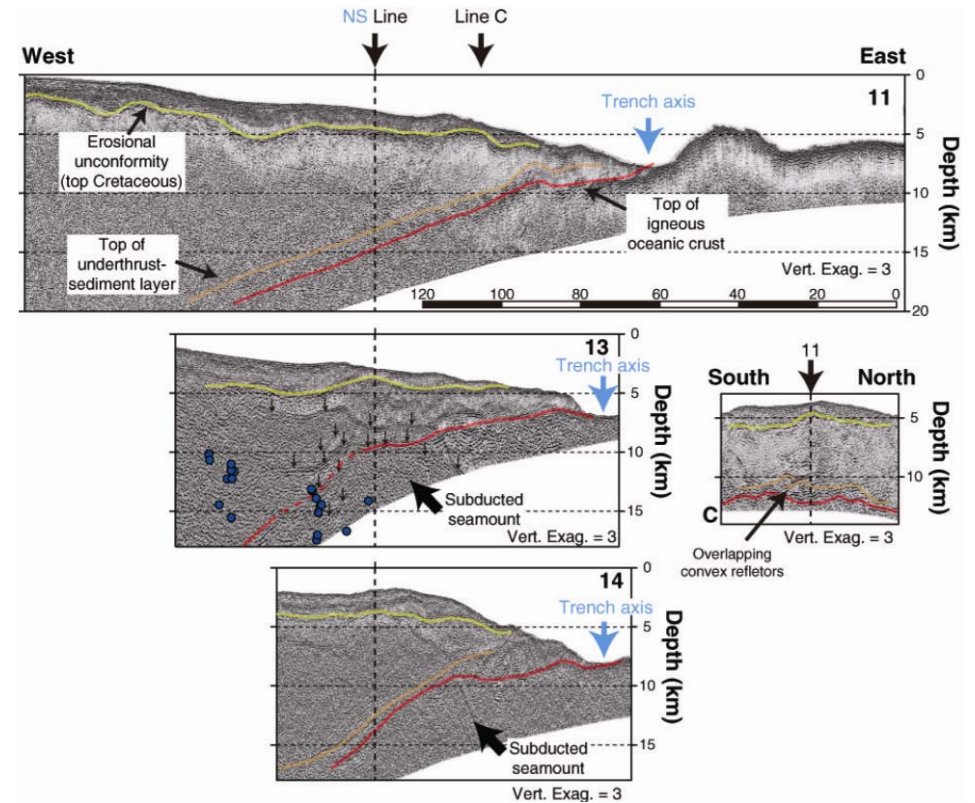
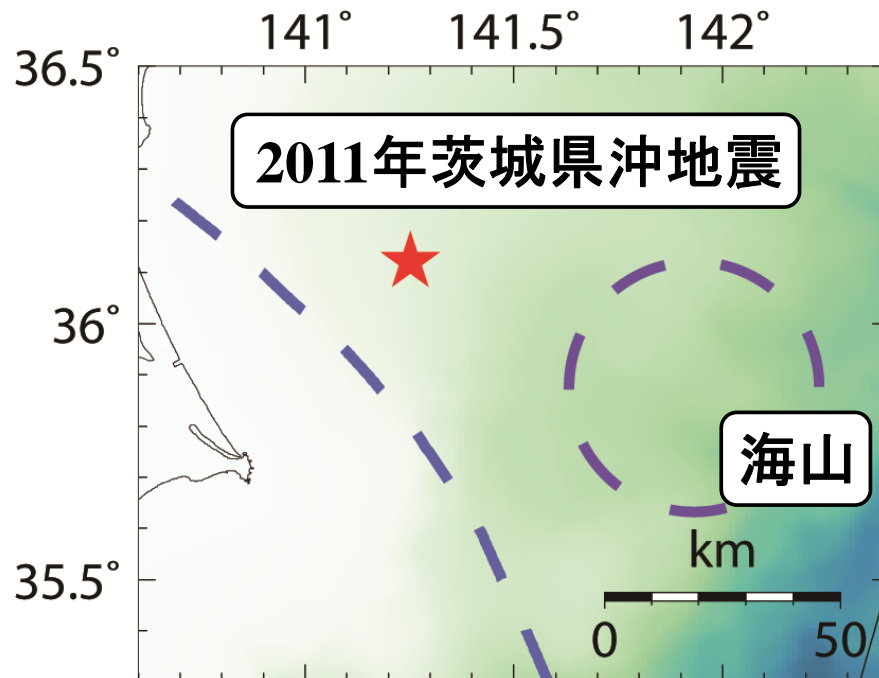
2011年茨城県沖地震



- 2011年東北地震 (Mw 9.1) の最大余震. 本震の29分後に発生.
- Mw 7.9 (gCMT) のプレート境界型地震.

沈み込む海山

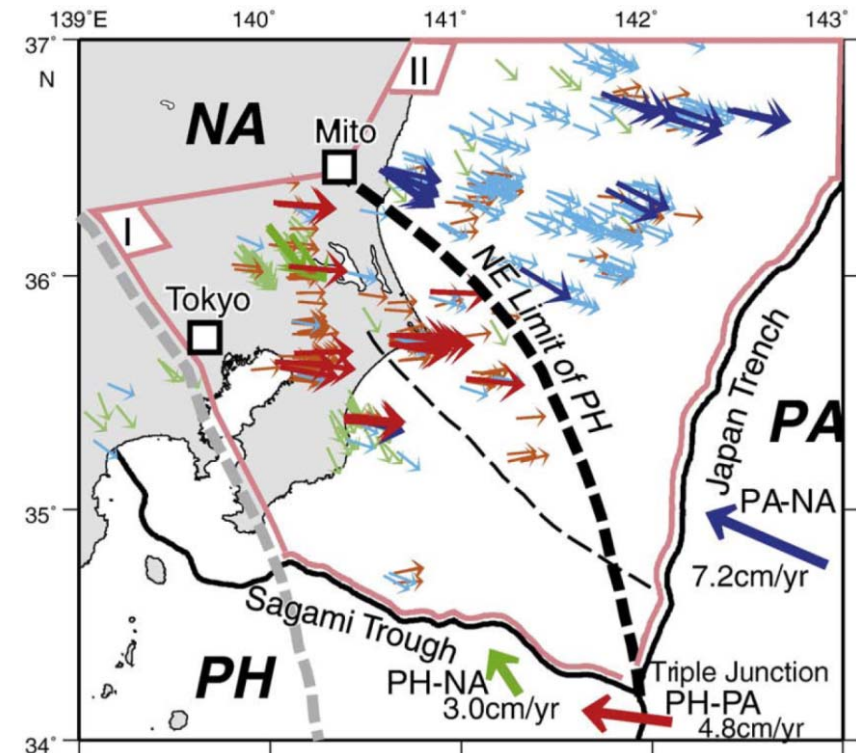
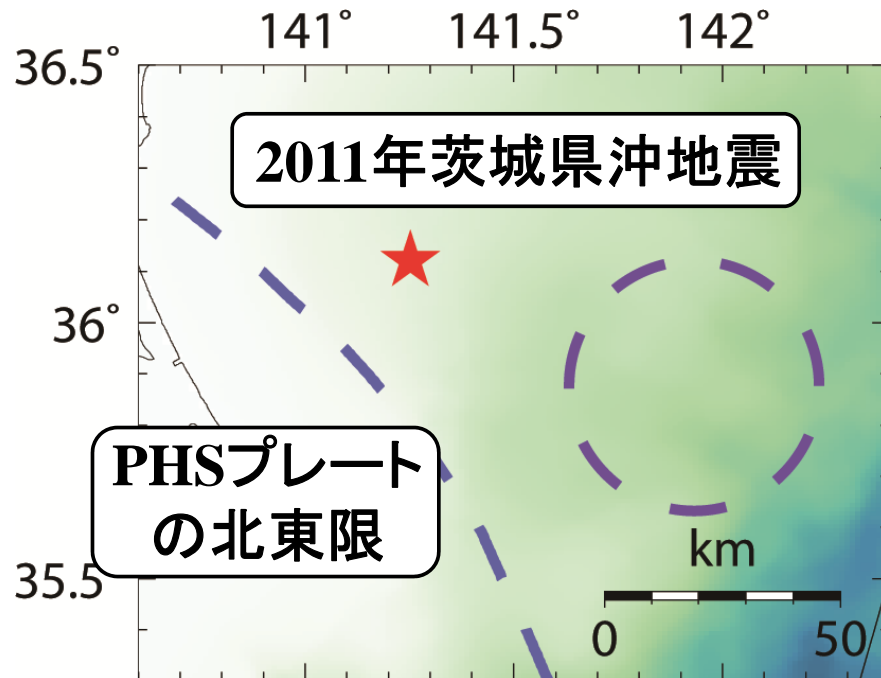
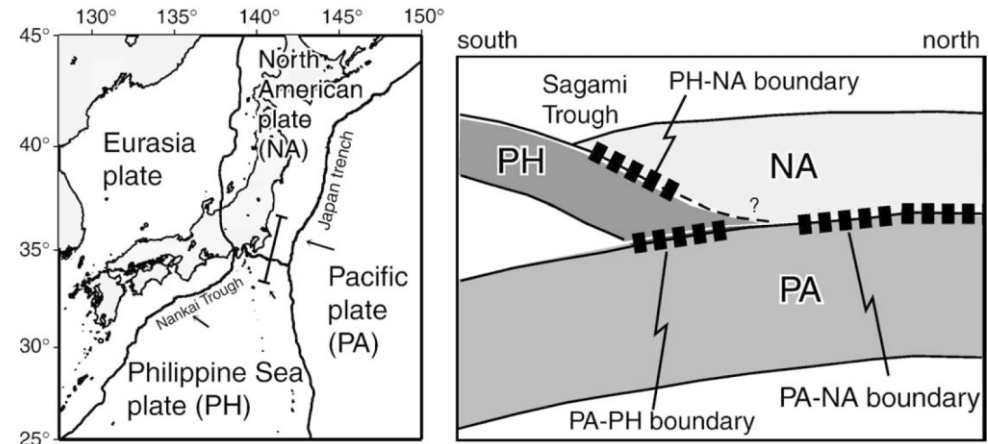
- 2011年茨城県沖地震の震源域付近ではMochizuki *et al.* (2008) が沈み込む海山の存在を明らかにしている。



Mochizuki *et al.* (2008)より

フィリピン海 (PHS) プレート

- ・ 関東地方では沈み込む太平洋プレート (PAC) に接するプレートが北アメリカプレート (NA) からフィリピン海プレート (PHS) へと変わるが、Uchida *et al.* (2009) はその境界 (PHSの北東限) を2011年茨城県沖地震の震源域付近に推定している。

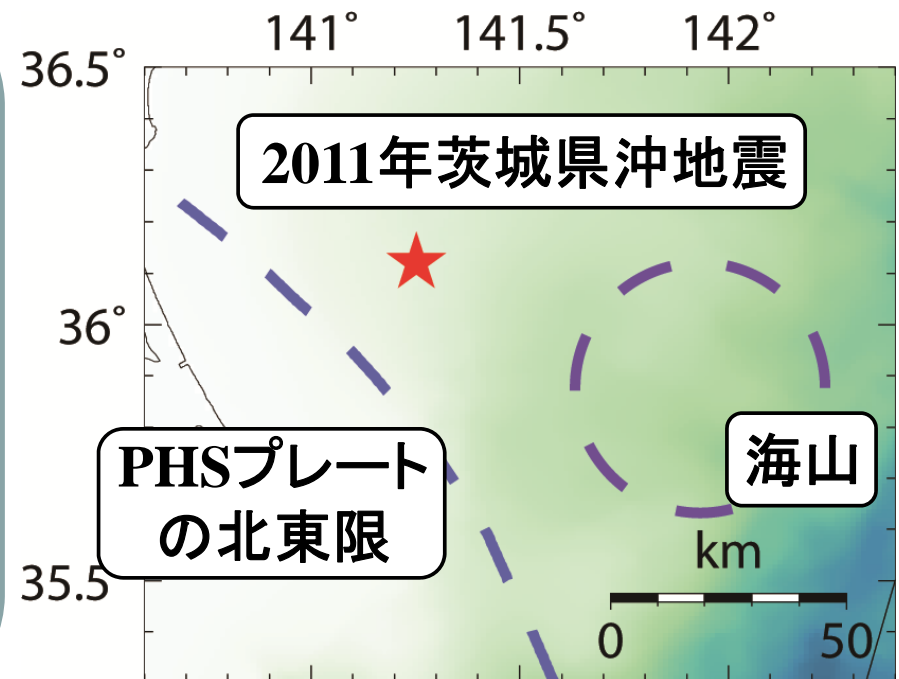


Uchida *et al.* (2009)より

2011年茨城県沖地震の震源過程を強震波形記録と地殻変動データを用いて解析

着目点

- ・ **海山**[Mochizuki *et al.* (2008)] 及び **PHSプレート** [Uchida *et al.* (2009)]との関係.
- ・ 周辺の地震活動との関係.
- ・ 2011年東北地震との関係.
- ・ プレート境界型地震のスケールリング則



強震波形

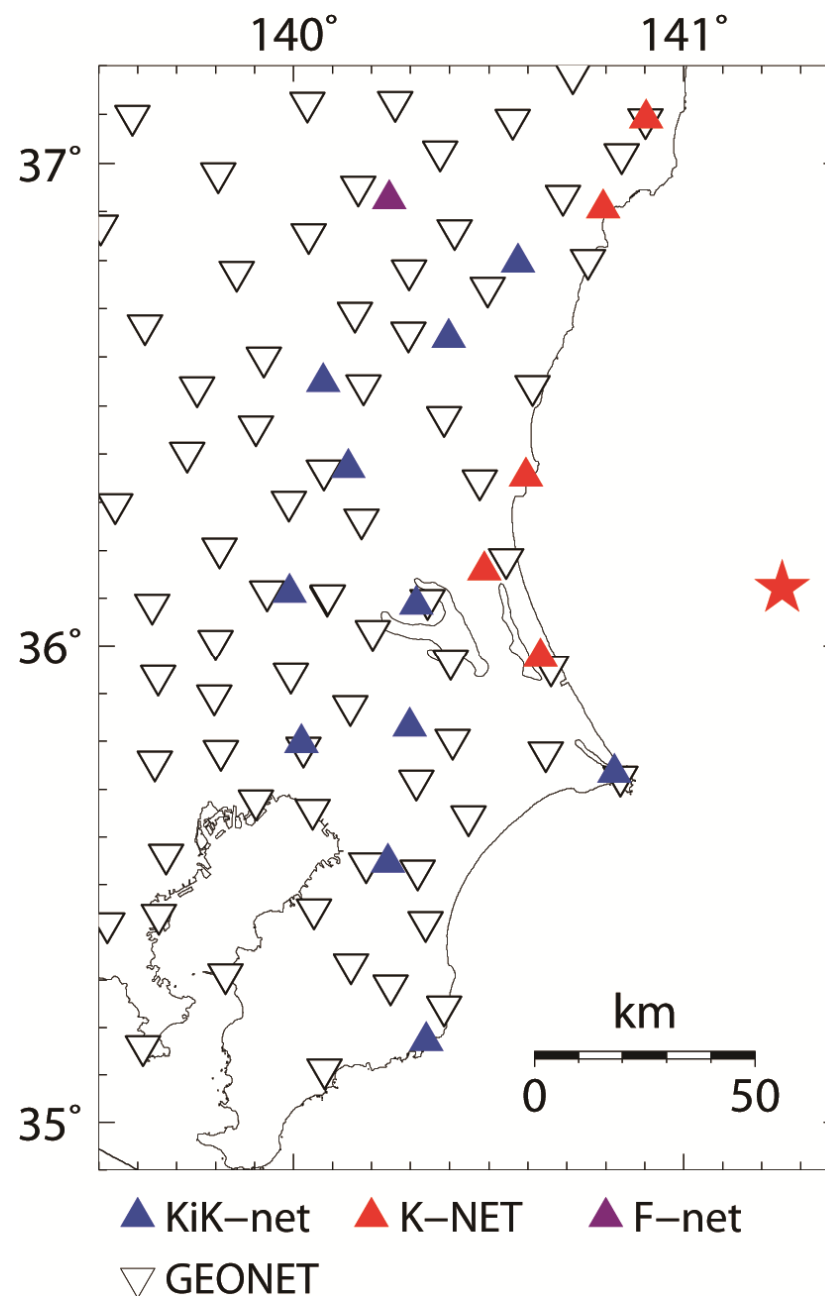
Data [KiK-netとK-NET, F-netの17観測点における速度波形三成分 (周期5秒-50秒)

GF [離散化波数積分法[Bouchon (1981)]と反射・透過係数行列法[Kennett and Kerry (1979)]. 全国1次地下構造モデル (暫定版) [Koketsu *et al.* (2012)]から観測点直下の速度構造を抽出した一次元地下構造モデルを使用.

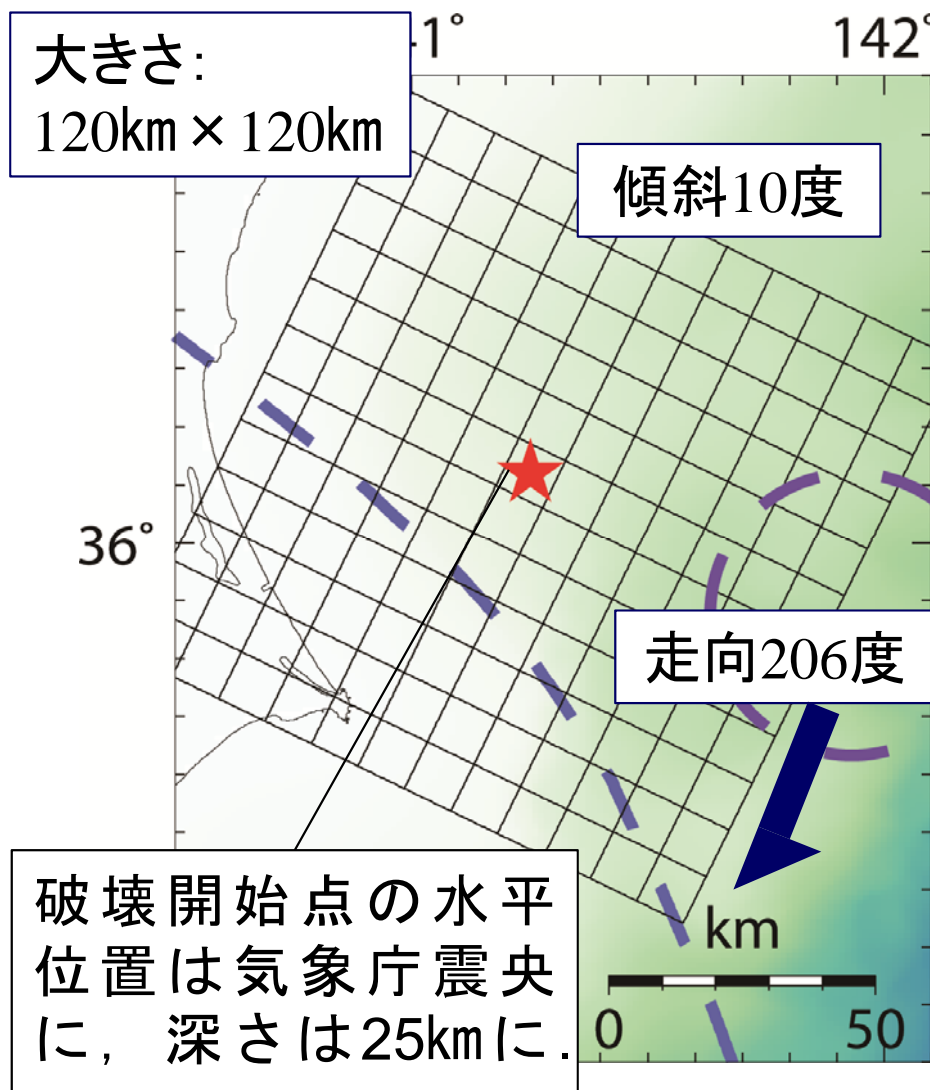
地殻変動

Data [GEONETの83観測点における地震発生前後の位置を比較して得た静的地表変位の水平二成分.

GF [Okada (1992). 半無限均質媒質を仮定.



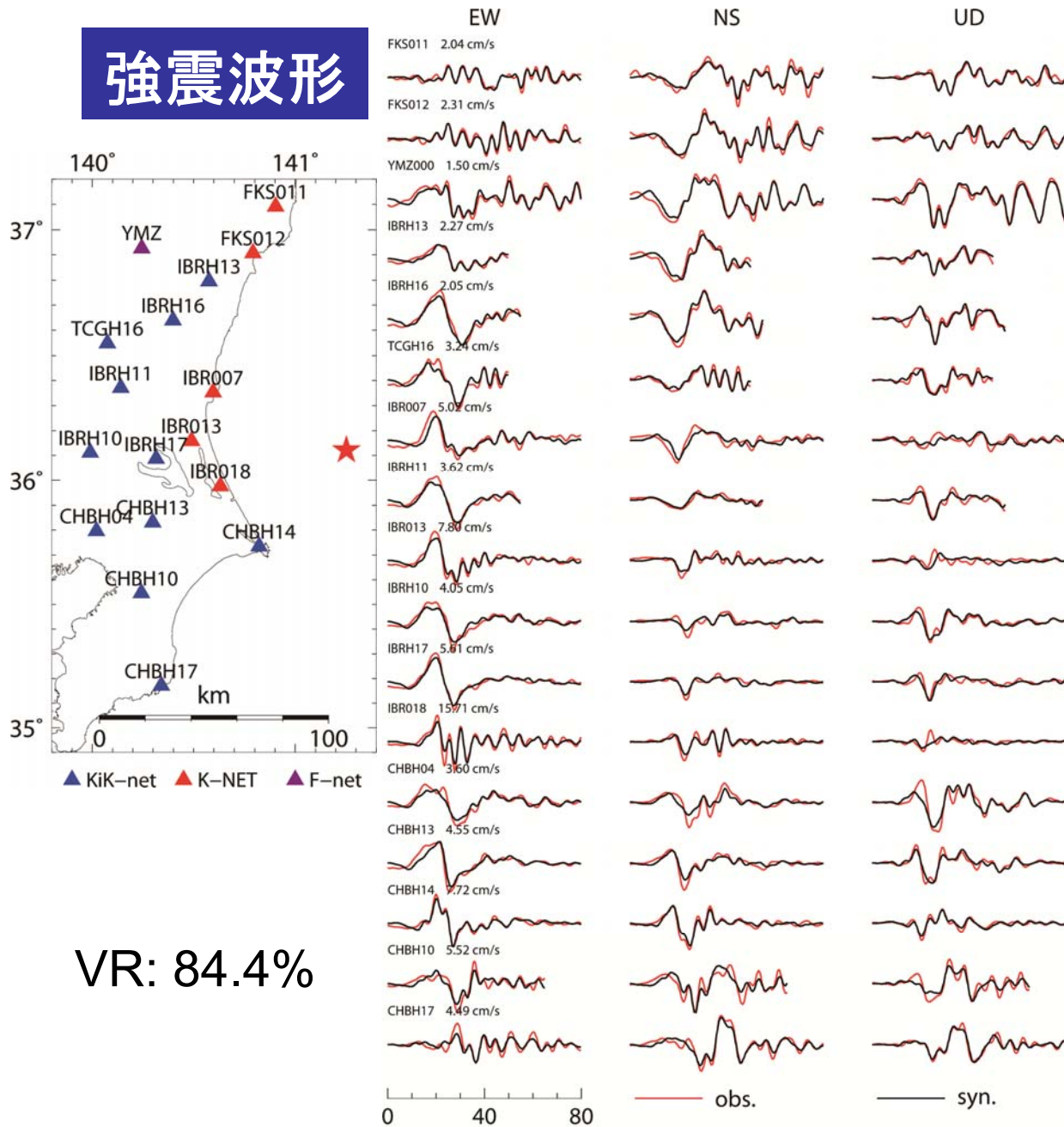
震源断層面・手法



- 走向・傾斜・破壊開始点の深さは海底地震計によって決定された震源域付近の地震分布 [Yamada *et al.* (2011)] を参考にした.
- multiple time-window linear kinematic source inversion [Hartzell and Heaton (1983)]. すべり角の変化は90度±45度の範囲内.
- 各サブフォルトの震源時間関数は4秒幅の三角形関数を2秒ずらして、7個並べて表現した.

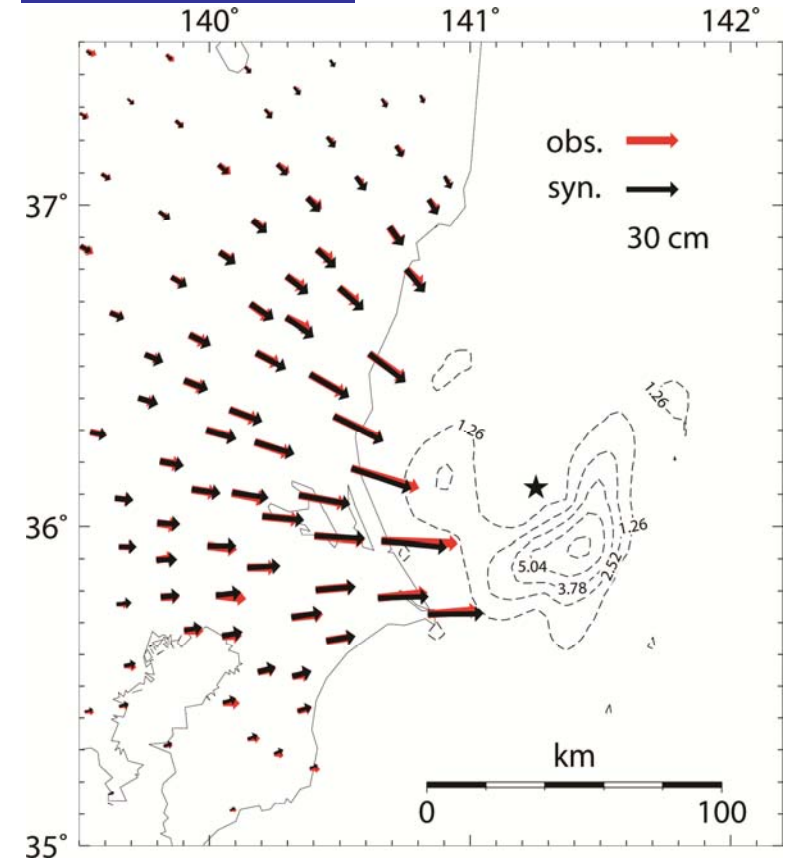
解析結果: データの合い具合

強震波形



VR: 84.4%

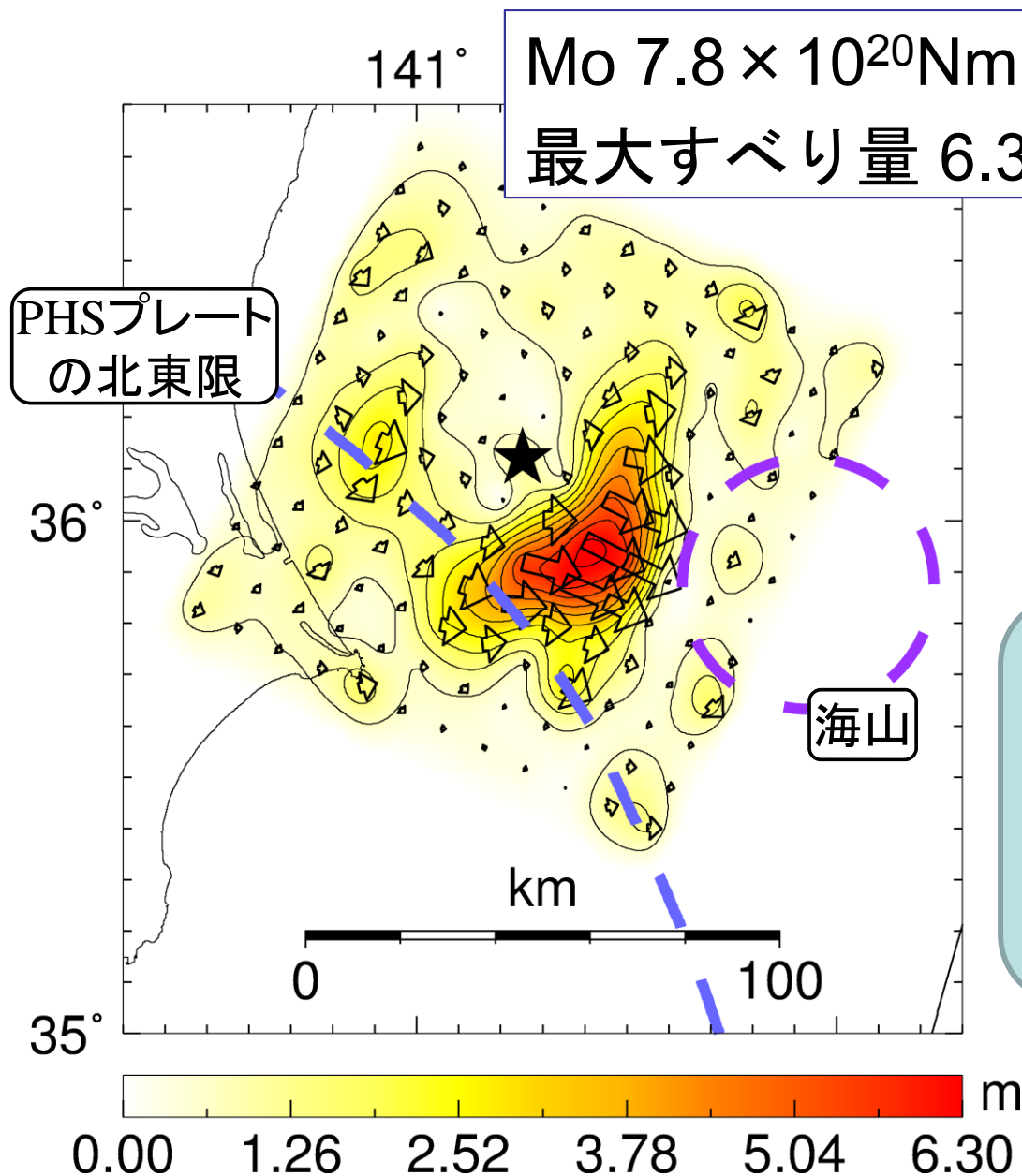
地殻変動



VR: 97.4%

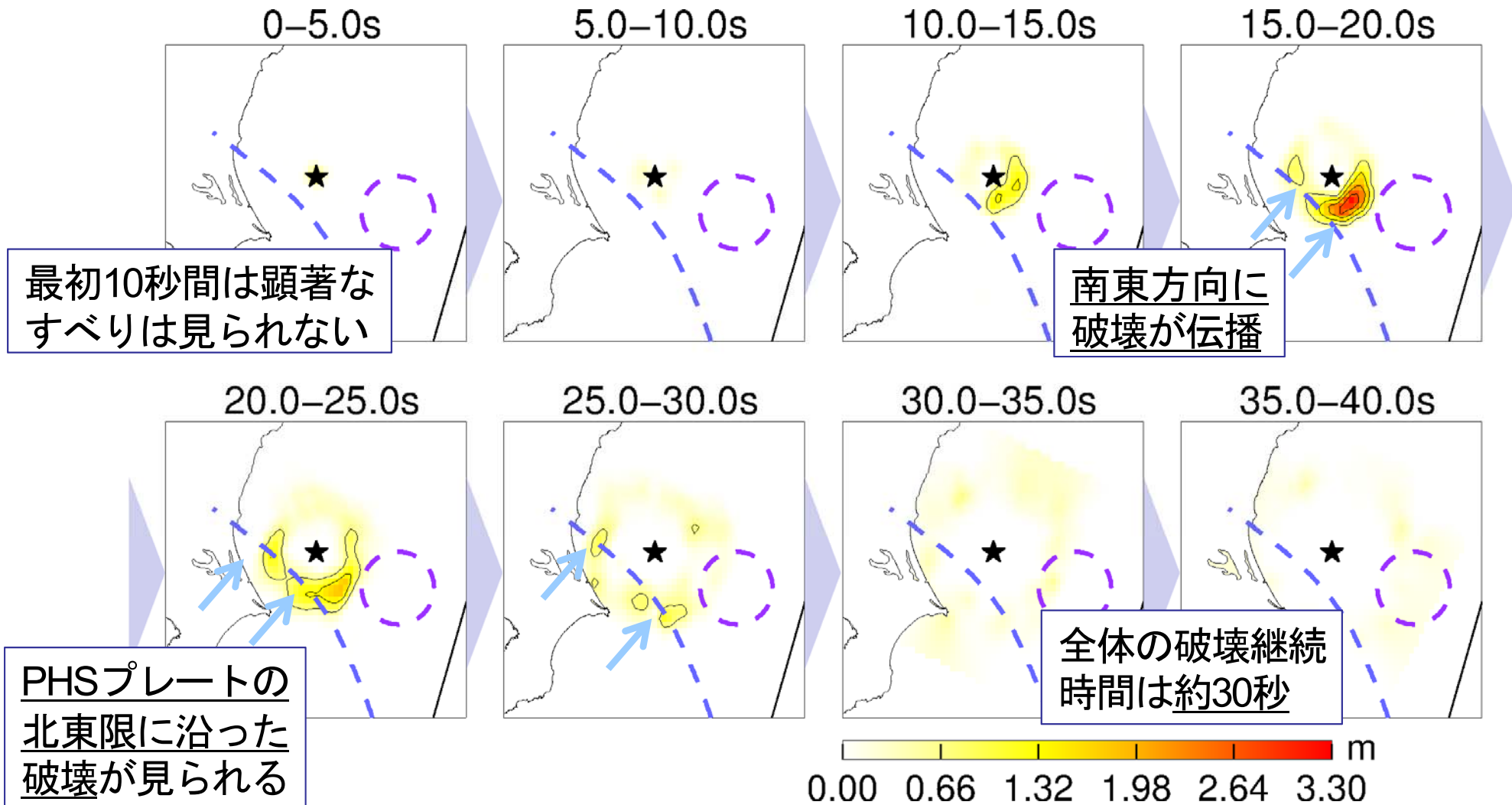
RMS: 0.055m

解析結果：すべり分布



すべりの大きな領域は
海山とPHSプレートの北東限の間に位置する。

解析結果：破壊の進展過程



海山とPHSプレートの存在によって断層破壊が止まった？

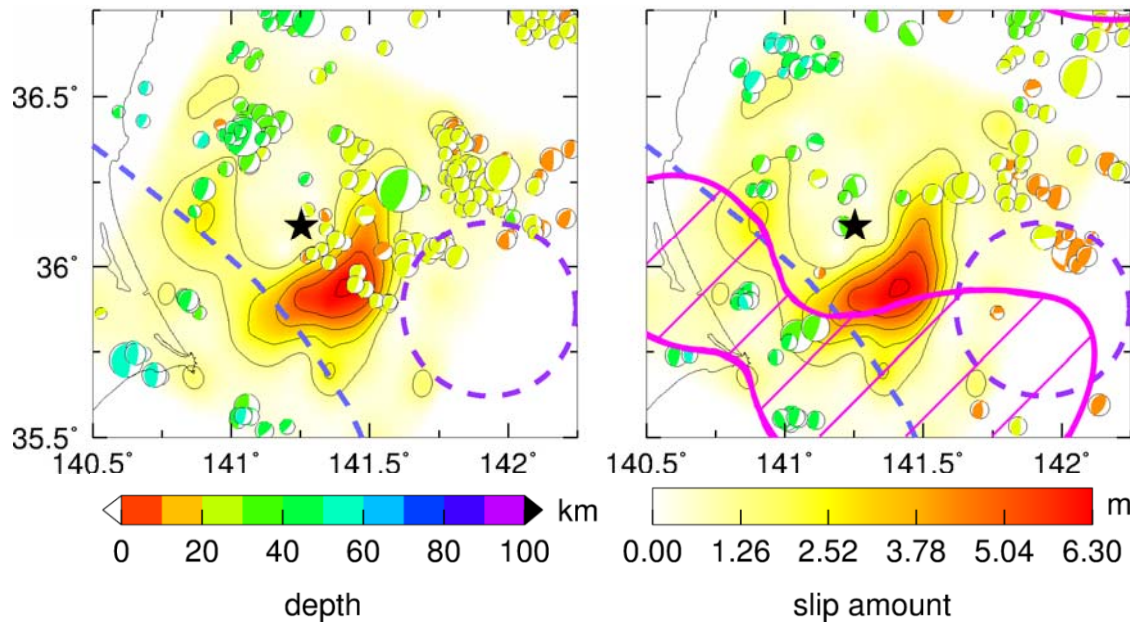
地震活動および余効変動との比較

地震前

(2001 - 2010)

地震後

(2011/03/11 15:15
- 2011/04/11 15:15)



F-netカタログからM3以上のプレート境界型地震
を選び、それをプロットした
余効変動 (2011/3/12-4/12): Ozawa *et al.* (2012)

- 地震発生前は大すべり領域における地震活動は活発ではなく、**地震活動の空白域**であった。
- 地震発生後は、大すべり領域においてプレート境界型の余震は起きていない。
- 海山ではプレート境界型地震はほとんど起きていない。
- **余効変動は主にPHS-PAC接触域で発生している。**

海山と断層破壊の関係

2011年茨城県沖地震では海山に断層破壊が及ばなかった。

海山ではプレート境界型地震が起きていない。

海山が沈み込むことで、垂直応力が増加し、**プレート間固着が局部的に強まり** [Scholz and Small (1997)], 断層破壊において沈み込む海山が**バリア**としてふるまった。

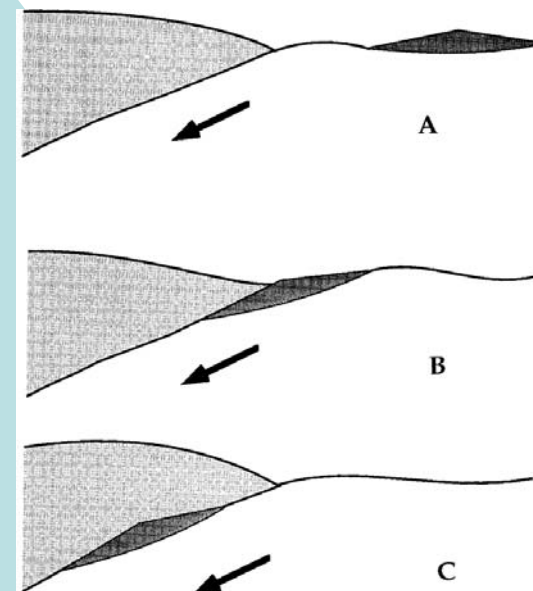
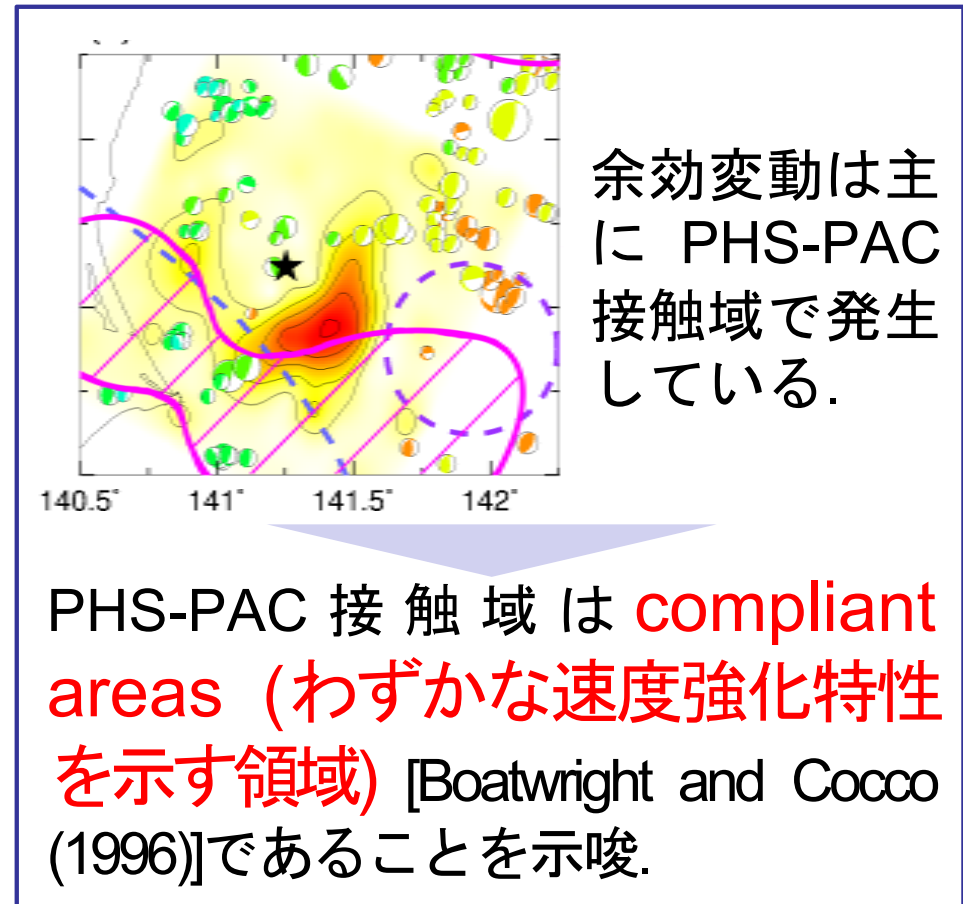
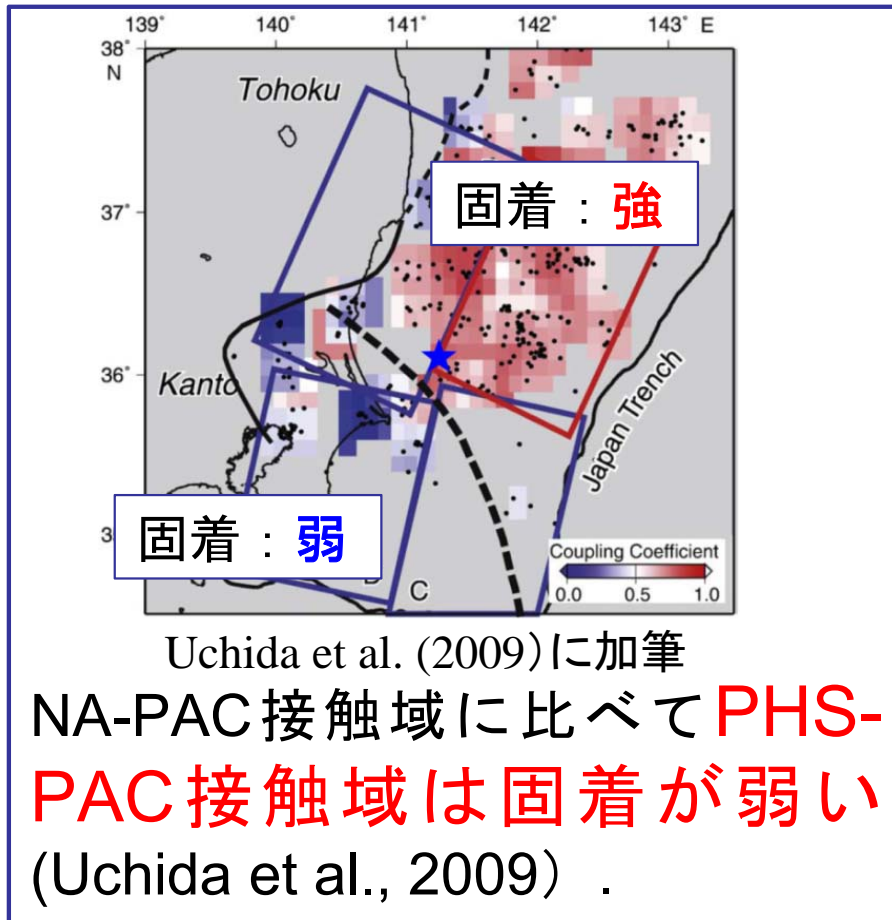


Figure 1. Schematic diagram illustrating subduction of seamount by flexure of upper and lower plates.

Scholz and Small (1997)

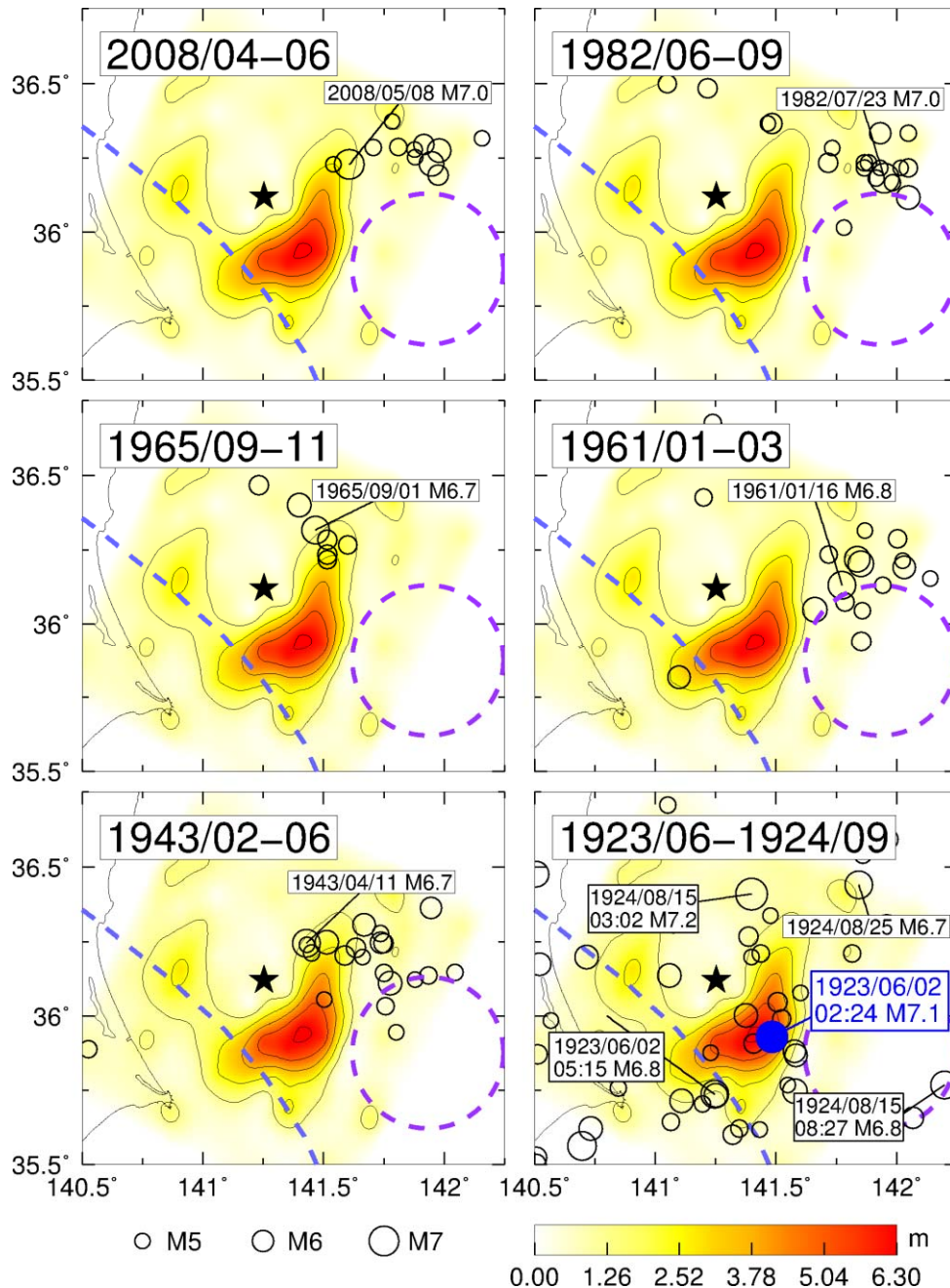
* 海山では流体を多く含む堆積層の存在によりプレート間固着が非常に弱くなる(Mochizuki *et al.*, 2008)という考えもある。

PHSプレートと断層破壊の関係



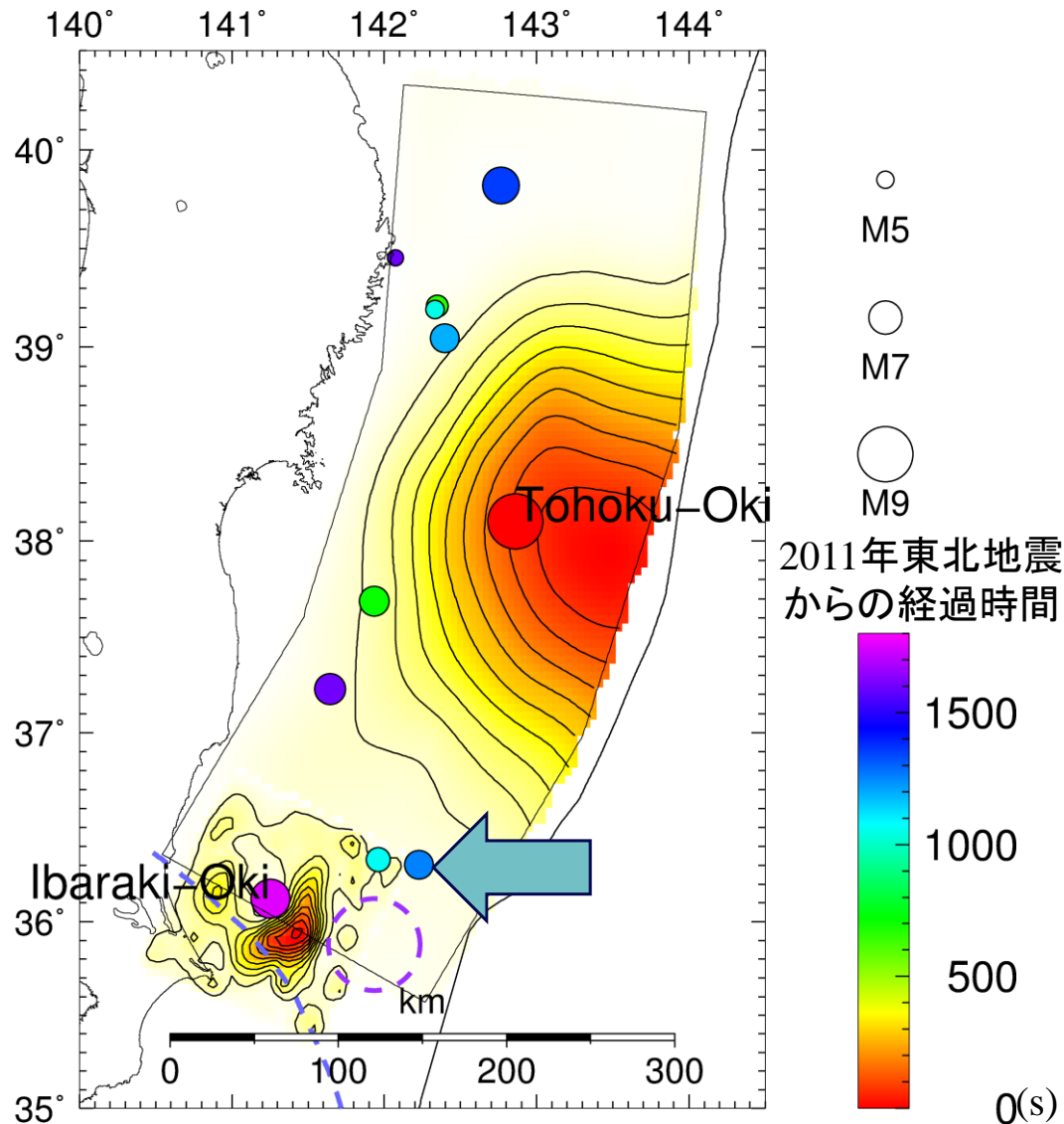
NA-PAC接触域での断層破壊がPHS-PAC接触域に**伝播しにくかった。**

過去に起きた大きな地震との関係

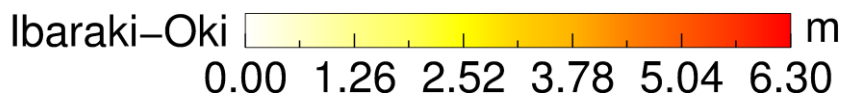
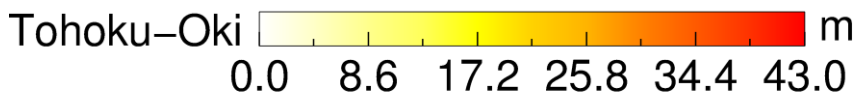


- 2008年, 1982年, 1965年, 1961年, 1943年, 1924年の地震活動は大すべり領域の北で発生している。
- 1923年6月2日2時24分の地震 (M_{jma} 7.1)は2011年茨城県沖地震の大すべり領域に位置する。**
- この領域が1923年から完全に固着していたとすると, 約7mのすべり遅れが生じていたことになり (沈み込み速度を8cm/yrと仮定), 本解析で求められた最大すべり量とほぼ一致する。このことは**2011年地震は1923年地震のアスペリティの再活動**である可能性を示唆する。

2011年東北地震との関係



- 2011年東北地震のすべり領域と2011年茨城県沖地震のすべり領域はオーバーラップしていない.
- 2011年茨城県沖地震直前に震源域北西で地震が発生している.

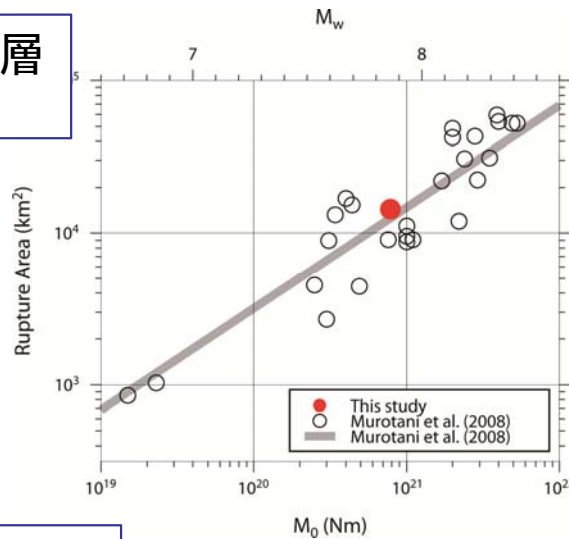


二つの地震間に発生したプレート境界型地震の分布
2011年東北地震震源モデル: Kubo and Kakehi (2013)

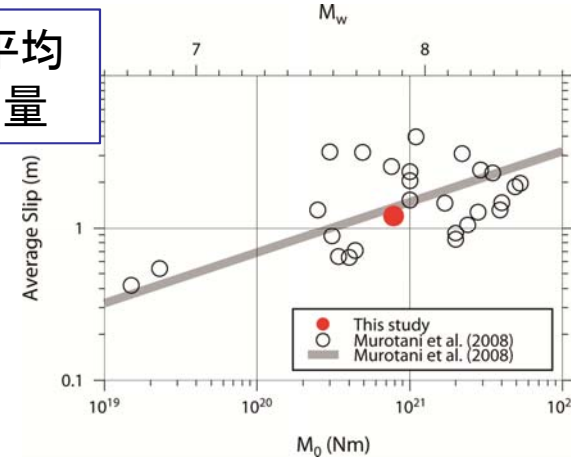
プレート境界型地震のスケーリング則

2011年茨城県沖地震の震源モデルをSomerville et al. (1999)に従って特性化して得た不均質断層パラメータを、海溝プレート境界型地震の断層パラメータの経験式 (Murotani et al., 2008) と比較した。

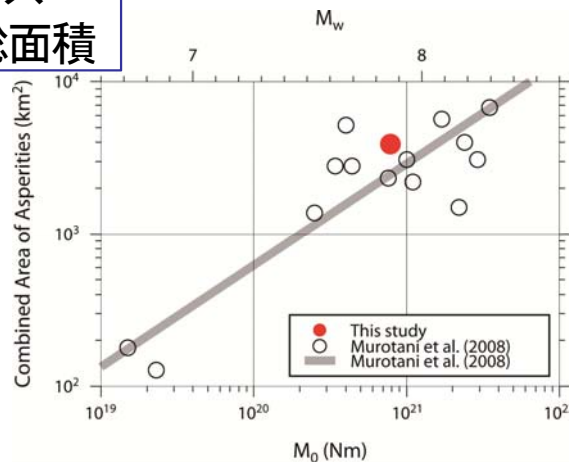
Mo vs 断層面積



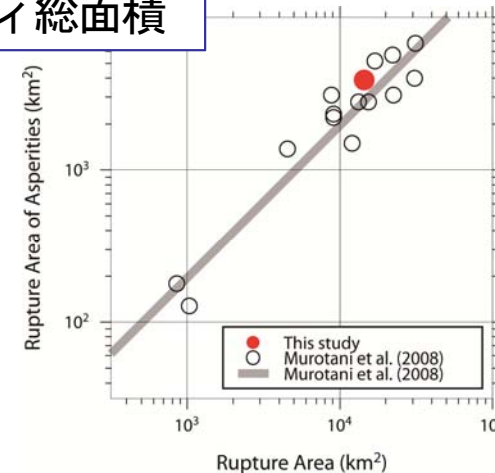
Mo vs 平均すべり量



Mo vs アスペリティ総面積

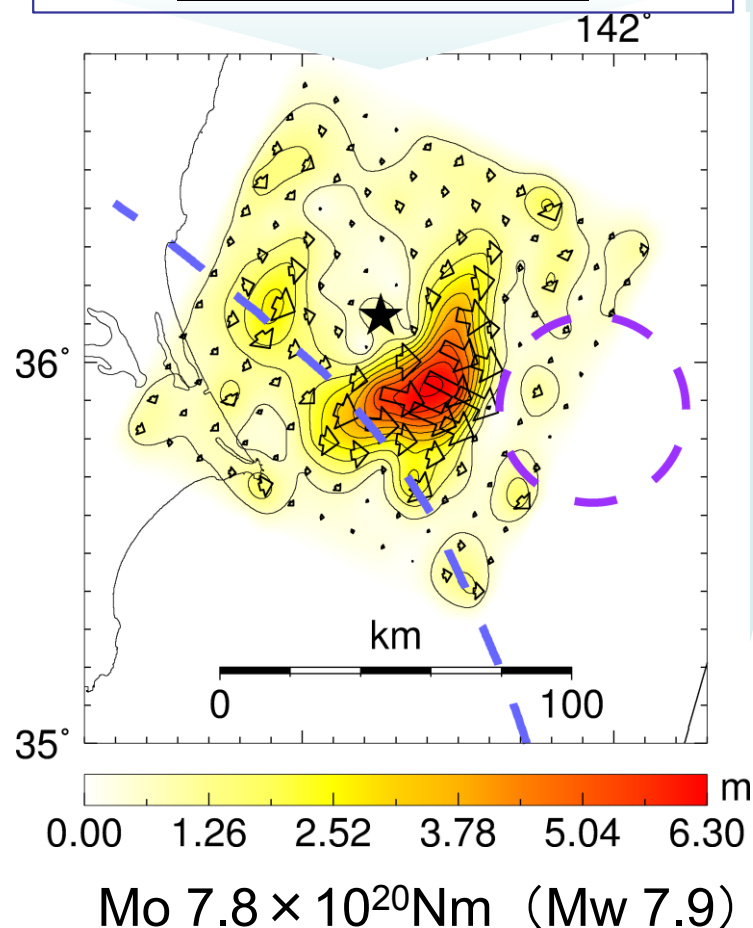


断層面積 vs アスペリティ総面積



→2011年茨城県沖地震は既往の地震と同様の特徴を有している。

2011年茨城県沖地震の
震源過程を近地強震波形
記録と地殻変動データを
用いて推定した



海山とPHSプレートには断層破壊は及んでいない。これは次のメカニズムによる：

- ① 海山の沈み込みによって局所的にプレート間固着が強まり、海山がバリアとしてふるまった。
- ② PHS-PAC 接触域は固着が弱く、compliant areaであるために、NA-PAC 接触域での断層破壊がPHS-PAC接触域に伝播しにくかった。

* 震源域近傍で過去に起きた地震との関係や2011年東北地震との関係、プレート境界型地震のスケーリング則についても考察を行った。