

B会場 | 一般セッション：S09. 地震活動とその物理

2019年9月16日(月) 16:00 ~ 17:15 | B会場 国際科学イノベーション棟シンポジウムホール  
[S09]PM-3

座長:堀 高峰(海洋研究開発機構)、久保 久彦(防災科学技術研究所)

16:00 ~ 16:15

[S09-14] 地震・ゆっくり地震の力学モデル

\*堀 高峰<sup>1</sup> (1. 国立研究開発法人海洋研究開発機構)

---

16:15 ~ 16:30

[S09-15] 微動パッチ分布とETSイベントの成長過程

\*中本 敬大<sup>1</sup>、平松 良浩<sup>1</sup>、内出 崇彦<sup>2</sup>、今西 和俊<sup>2</sup> (1. 金沢大学、2. 産業総合技術研究所)

---

16:30 ~ 16:45

[S09-16] スロー地震活動特性空間分布の特徴とその地球物理学的・地質学的環境要因

\*小原 一成<sup>1</sup> (1. 東京大学 地震研究所)

---

16:45 ~ 17:00

[S09-17] 日本海溝沿いにおけるプレート境界型大地震の破壊領域とスロー地震活動の空間的な関係：2011年東北地震の二大余震を例として

\*久保 久彦<sup>1</sup>、西川 友章<sup>2</sup> (1. 防災科学技術研究所、2. 京都大学防災研究所)

---

17:00 ~ 17:15

[S09-18] 紀伊半島から日向灘にかけてのスロー地震に関連したb値の空間分布

\*千葉 慶太<sup>1</sup> (1. 九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター)

## 地震・ゆっくり地震の力学モデル

### A mechanical model of regular and slow earthquakes

\*堀 高峰<sup>1</sup>

\*Takane Hori<sup>1</sup>

1. 国立研究開発法人海洋研究開発機構

1. JAMSTEC

地震は、規模の小さいものから大きなものまで、また発生する場所によらず（震源となる断層を構成する物質が異なっていたり、すべりが不安定になる物理過程が異なっていたりしても）、弾性波で見れば相似な振る舞いをする。その振る舞いは、弾性体中にすべり弱化（すべりに依存して強度が低下する）の性質を持ったすべり面を仮定し、スケールに応じた破壊エネルギーとすべり弱化距離、スケールに依存しない応力降下量を仮定することで表現できる（大中・松浦, 2002）。そして、様々なスケールが混在した状態での地震の発生過程（1つの地震時のすべりの広がりだけでなく、様々な規模の地震の発生）は、例えば、すべり面上に様々な大きさの円形のパッチを、その半径の分布がフラクタル的な性質を持ちつつ空間的にランダムに分布させ、その半径にすべり弱化距離を比例させるように断層を設定することで表現できる（Ide and Aochi, 2005）。ここでポイントになるのは、空間的なランダム不均質性が、自然の中で不可避免的に存在するものであり、それとスケール依存のすべり弱化過程が組み合わさることで、小さいスケールで始まった破壊が必然的に止まりやすい仕組みになっているということである。

一方、ゆっくり地震は、スケールに依存してすべりの伝播速度等が大きく異なるため、発見された当初は時間スケールや空間スケールに応じて異なる名称が与えられ、異なる現象として扱われてきた。しかし、それらが地震とは別の相似性とスケール依存性を持った断層すべり現象であることがわかってきている（Ide et al., 2007, 2008; Kaneko et al., 2018等）。ゆっくり地震も、地震と同様にせん断すべり現象であり、弾性体中にすべり面を仮定し、すべり面に何らかの力学特性（断層構成則）を与えることで、その振る舞いを表現できると思われる。実際様々な力学モデルが提案されているが、地震と異なる相似性・スケール依存性を適切に扱えるモデルは、そのような力学モデルではなく、時間的なランダムさを持つstochasticなモデルである（Ide 2008, 2010; Ide and Yabe, 2018）。Stochasticなモデルのうち、空間的な広がりを導入したIde and Yabe(2018)のモデルを含めて、様々なゆっくり地震のモデルで共通していることは、すべりの伝播を止める性質やすべりにブレーキをかける性質が何らかの形で入っていることである。すべり面を離散化した小パッチが単独ですべりを起こせるように設定されている（Ide and Yabe, 2018; Ben-Zion, 2012; Collella et al, 2012など）ものもあれば、不安定なすべりそのものが加速できない性質を持つ（Shibazaki and Iio, 2003; Matsuzawa et al., 2010）もの、不安定なすべりを起こす部分の周辺に粘性やすべり速度強化などでブレーキをかける（Ando et al., 2010; Ariyoshi et al., 2012）ものもある。もう一つのブレーキのかけ方は、すべり弱化距離を大きくするものである（Hashimoto and Matsu'ura, 2000; Liu and Rice, 2005; Nakata et al., 2014）。ここで、地震の力学モデルのポイントが、断層の持つ空間不均質性が小規模なすべりの伝播を止める性質を持っていたこと、ゆっくり地震を起こしている断層は、普通の地震を起こしている断層の深部延長や浅部延長であることが多いこと、さらに、断層の深部では温度が高いために、浅部では断層ガウジが厚いこと等のためにすべり弱化距離が大きいこと（Kato et al, 2003; Marone, 1998）などを考慮すれば、空間的なランダム不均質を仮定した地震のモデルに対して、よりすべり弱化距離を大きくしただけで、様々なゆっくり地震を表すモデルになることが期待される。すべり弱化距離が大きいというのは、すべりに対する強度の低下率が小さく、すべりにブレーキかけるので、結果的にすべり速度強化の振る舞いをする事になり、余効すべりも表現される（Hori and Miyazaki 2010等）。つまり、地震のモデルと同じ力学モデルで1つのパラメータを変更するだけで、様々なスケールのゆっくり地震や余効すべりも表現できるモデルになると期待される。この普通・ゆっくり地震の力学モデルの有効性を確認するためには、空間的なランダム不均質を仮定した断層にloadingをかけて自発的にすべりを起こしていった場合に、stochasticなモデルで仮定されていた時間的なランダムさがもたらす結果と同様な性質を満たすかどうかを調べる必要があり、講演ではその検討結果について報

告する。

## 微動パッチ分布とETSイベントの成長過程

### Patch distributions of tremors and growth process of ETS.

\*中本 敬大<sup>1</sup>、平松 良浩<sup>1</sup>、内出 崇彦<sup>2</sup>、今西 和俊<sup>2</sup>

\*Keita Nakamoto<sup>1</sup>, Yoshihiro Hiramatsu<sup>1</sup>, Takahiko Uchide<sup>2</sup>, Kazutoshi Imanishi<sup>2</sup>

1. 金沢大学、2. 産業総合技術研究所

1. Univ. of Kanazawa, 2. AIST

#### はじめに

深部低周波微動の震源決定手法としてエンベロープ相互相関法やハイブリッド法が一般的に用いられている [Obara, 2002; Maeda and Obara, 2009]. Imanishi et al. [2011]やGhosh et al. [2009]は、アレイ観測を用いることで通常の震源決定手法より高い検出率で微動の震源を決定することができることを示した。本研究では産業総合技術研究所が紀伊半島に設置したアレイ観測データを用いて微動の震源決定とエネルギー計算を行い、ETSイベントの成長過程についての調査を行った。本発表では微動の高エネルギーを放出するパッチ分布及びETSの開始位置と停止位置、さらには類似した開始点を持つETSについて、開始点の浅部に位置する高エネルギーパッチを破壊した時と破壊できなかった時の累積エネルギーの時間変化の違いに焦点を当てて報告する。

#### データ・解析手法

解析期間は2011年4月から2015年1月までとした。使用したアレイの波形データは産業総合技術研究所により観測されたものである。ハイブリッドクラスタリング法 [Obara et al., 2011]により決定された震源データに対してクラスタリング処理を行い、微動が時空間的に集中して発生している時間を特定した。特定したクラスタは16個であった。本研究ではこのクラスタの時間をETSイベントの発生時間として解析を行った。

本研究で用いたアレイによる震源決定手法はセンブランス法である。震源決定を行う際に仮定したプレート境界モデルと速度構造モデルはShiomi et al. [2006]のプレート境界モデルと気象庁JMA2001速度構造モデル [上野ほか, 2002]である。紀伊半島の微動発生域に水平方向に2km間隔でグリッドを配置し各グリッドからプレート境界の深さを計算した後、速度構造に従って波線追跡を行うことにより各グリッドの位置情報と予想されるスローネス情報を紐づけた。それにより各グリッドの位置情報とセンブランス解析結果を直接対応させることが可能である。センブランス解析に使用した周波数帯は2-4Hzであり、時間窓は1分である。最大センブランス値が0.3以上のグリッドの位置を微動の震源として決定した。また配置したグリッド領域の端付近に決定されたイベントは解析領域外のノイズの可能性があるため排除した。エネルギー計算手法はMaeda and Obara [2009]の計算式を使用し、非弾性減衰のパラメーターであるQuality factorは一定値184を仮定した。

#### 結果・考察

本研究でまず注目すべき点は微動の高いエネルギーを発する領域の空間的な形状(図1)はETSイベントの特徴に関わらずおおよそ不変であったことである。このことは、高いエネルギーの微動を発生させる領域はETSイベントの拡大過程の特徴に左右されず、地域固有の特徴によって決まることを意味する。

ETSの拡大過程を調べるため、Obara et al. [2011]を参考にし、一分間に1つ決められる震源に対して1時間の時間窓でクラスタリング解析を行い、5個以上の震源を持つクラスタに対して重心位置を決める解析を行った。その震源群の重心位置の時間変化から、基本的にはETSの開始点は微動発生域の深部であり(浅部から開始するものも一部存在)、そこから浅部の高エネルギー領域を破壊した後、走行方向に広がるというETSの特徴的な拡大過程を見ることができた(図2)。また微動活動の走向方向の移動は、ある高エネルギーパッチ領域に侵入後、高エネルギーパッチを破壊させることが出来ない場合に停止する(図3)。これはETSの成長過程は各高エネルギーパッチが連動して破壊するか否かが支配している可能性を示唆する。

アレイの北側の類似点を微動活動の開始点とするETSの累積地震波エネルギーの時間変化を図4に示す。赤線はアレイ南部に存在する高エネルギーパッチの破壊が生じたETS、青線はアレイの南部に位置する高エネルギーパッチの破壊が生じなかったETSのものである。この解析結果からは、浅部の高エネルギーパッチを破壊する場合としない場合では、累積エネルギーの時間変化の初期部分において明瞭な差は確認できなかった。このことから、ETSの成長過程について微動活動から推定されるETSの初期部分の活動状態からは明らかな予測はでき

ず, ETSの破壊領域浅部にある高エネルギーパッチの応力蓄積状態及びその破壊の有無が決定していると考えられる.

### 謝辞

防災科学技術研究所の松澤博士にはハイブリッドクラスタリング法による深部低周波微動の震源データを提供して頂きました. 記して感謝いたします.

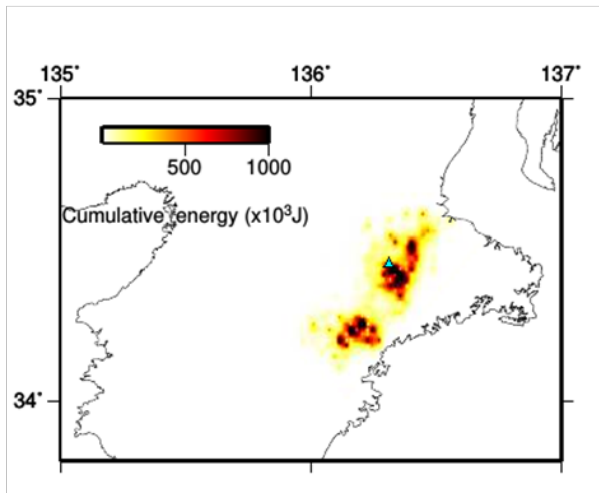


図1: 累積エネルギーの空間分布. 水色の三角形はアレイの位置を示す.

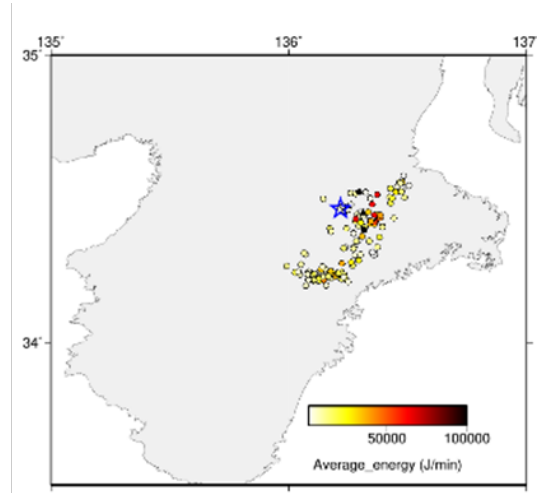


図3: 震源群の重心を平均地震波エネルギーで色付けした図. 青色の星印はETSの開始点を示す

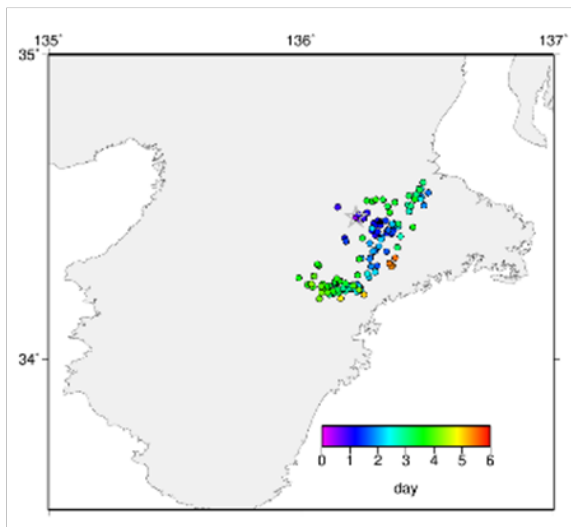


図2: 震源群の重心の移動例. 灰色の星印はETSの開始点を示す.

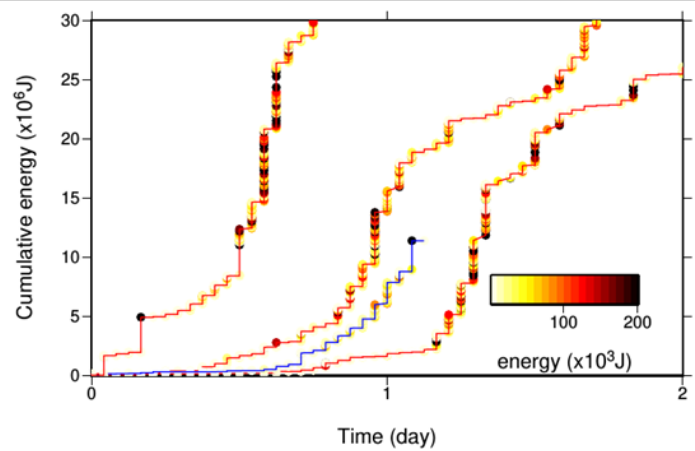


図4: 類似した開始点を持つETSの累積エネルギーの時間変化

# スロー地震活動特性空間分布の特徴とその地球物理学的・地質学的環境要因

## Spatial properties of slow earthquake activity and its geophysical and geological environment

\*小原 一成<sup>1</sup>

\*Kazushige Obara<sup>1</sup>

1. 東京大学 地震研究所

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

### 1. はじめに

スロー地震は異なる滑り速度を持つ様々な現象から構成され、それぞれ特徴的な活動特性を有する。その空間分布は遷移的または不連続に変化する場合があり、いずれも地球物理学的・地質学的発生環境を反映すると考えられる。近年、スロー地震の発生環境について数多くの研究成果が創出され、具体的なイメージができつつある。本講演では、改めてスロー地震活動特性における空間分布の特徴を検討し、支配要因としての発生環境について考察する。

### 2. Along-strikeセグメンテーション

スロー地震を構成する各現象は、沈み込みプレート境界面のほぼ同じ深さでalong-strikeに細長く分布し、複数のセグメントに分かれてそれぞれ独立にあるいは相互作用しながら活動を繰り返す。その典型例はETS (Episodic Tremor and Slip) であり、西南日本では約3~6か月、Cascadiaでは約10~20か月の発生間隔を持つセグメントに分かれる。長期的SSEも日向灘から紀伊水道にかけてETSと固着域とのギャップを埋めるように分布し、基本的な活動様式はやはりセグメント化されている。ETSのセグメンテーションの支配要因としては、Cascadiaでは大規模地形標高やスラブから供給されるシリカ量、西南日本ではプレート境界上盤のVp/Vsや減衰異常の岩体（キャップロック）の存在による不均質性が議論されている。最近Ujii et al. (2018)はETSの周期的発生に関する地質学的証拠を見出し、過去のETS域が地表に露出したと考えられるメランジュ内の多数のshear-veinに残されたquartzの解析から、イベント発生間隔がETSと調和的な数年以内であることを明らかにした。この結果を踏まえると、ETSを構成する短期的SSEは断層帯内部の粘性変形のマクロな描像であり、微動は断層帯内部の多数のveinにおける摩擦破壊と考えることができる。

### 3. Along-dipの遷移的变化（ETS内）

ETSは、along-dipの狭い幅でも活動特性が徐々に変化し、浅部から深部に向かって発生間隔が短く、また規模が小さくなる。この傾向は西南日本とCascadiaで共通であり、ETSの普遍的な特徴と考えられる。支配要因としては、温度変化に対応した摩擦強度やシリカ量変化が挙げられる。このような活動特性の深さ依存性に関してはまだ地質学的な証拠は見出されていないが、室内実験では封圧の増加とともにゆっくり破壊の継続時間が短くなるという結果が得られており（Hirauchi & Muto, 2015）、定性的には観測事実と調和的かもしれない。

### 4. Along-dip不連続的变化（長期的SSEとETS）

豊後水道では、長期的SSEがETSの上端部の活動を活発化することが知られているが、長期的SSEのすべり分布は深部側のETSとは重なっていないこと(Nakata et al., 2017)から、地質学的環境の不連続のためにすべり速度が急変することが示唆される。東海や四国西部に展開された機動的地震観測アレイを用いたレーバ関数解析から、ETS及び長期的SSEがそれぞれ、マントルウェッジ及び陸側下部地殻と沈み込むプレートとの境界で発生するイメージが得られている。CascadiaではETSと固着域との間に長期的SSEは検出されず、ギャップのみが存在し、プレート間カップリングは固着域とETS域では高くギャップ域では低いことから、ギャップ域では

西南日本と同様に流動則で支配される大陸下部地殻がプレート境界に接すると考えられる。なお、西南日本で長期的SSEが生じる理由としては、陸側下部地殻内のキャップロックや沈み込む海洋プレート内での脱水によって間隙流体圧が増加して断層強度が低下し、準摩擦的挙動を示すのかもしれない。

#### 5. Along-dip不連続的变化（房総SSEと群発地震）

房総SSEは、発生間隔は数年と長期的SSEと同様であるが、継続時間は数日から数週間と短期的SSEに近く、同じフィリピン海プレート境界で発生する他のスロー地震とは異なる活動特性を示す。また、房総SSEは常にすべり域の下端側に群発地震を伴い、同時に小繰返し地震（RE）も検出されることから、不均質な断層面の一部に準静的すべり域に囲まれた地震性の小パッチが存在すると考えられる。これらのREは、沈み込む海洋地殻の最上部層が剥ぎ取られる底付け作用の進行を表していると解釈され（Kimura et al., 2010）、それに基づくと、房総SSEはその浅部で物質境界に一致していた力学境界からRE発生面に遷移するステップダウンに対応すると考えられる。つまり、プレート最上部層の内部変形が房総SSEの実態であるともいえる。

# 日本海溝沿いにおけるプレート境界型大地震の破壊領域とスロー地震活動の空間的な関係：2011年東北地震の二大余震を例として

## Spatial relationship between rupture area of two large inter-plate aftershocks of the 2011 Tohoku earthquake and slow-earthquake activity

\*久保 久彦<sup>1</sup>、西川 友章<sup>2</sup>

\*Hisahiko Kubo<sup>1</sup>, Tomoaki Nishikawa<sup>2</sup>

1. 防災科学技術研究所、2. 京都大学防災研究所

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

### 1. はじめに

Nishikawa et al. (2019) では、S-netや陸域観測網の観測記録および地震活動記録を利用することで、日本海溝沿いで発生している微動・超低周波地震・スロースリップイベント・繰り返し地震・群発地震といったスロー地震の活動域を推定し、それらが空間的にすみ分ける形で発生していることを明らかにした。本研究では2011年東北地震の後に発生したプレート境界型の余震のうち、2011年茨城県沖地震（2011年3月11日15時15分、Mjma 7.6）と2011年岩手沖地震（同日15時8分、Mjma 7.4）に着目し、それらの断層破壊領域とNishikawa et al. (2019) によるスロー地震活動の空間的な関係に関して調べる。後者に関しては本研究で新たに震源過程解析を行った。

### 2. 2011年茨城県沖地震と周辺のスロー地震活動

2011年茨城県沖地震のup-dip側のプレート境界上には沈み込む海山がMochizuki et al. (2008)によって推定されており、Nishikawa et al. (2019) によると、この海山が位置する領域において微動活動が存在している。2011年茨城県沖地震の断層破壊過程に関しては、Kubo et al. (2013)が強震波形記録と地殻変動記録を用いたジョイント震源インバージョンによって推定している。その結果によると、この地震は主としてup-dip方向に破壊が進展していき、海山の手前で終了したことが分かっている。

プレート境界上に存在する海山がどのように振る舞うのかはこれまで様々な議論がなされてきている。例えばScholz and Small (1997)では沈み込む海山がハードバリアとして振る舞うことを提案している。しかしながら茨城県沖の海山では微動が発生していることを鑑みると、Mochizuki et al. (2008)が提案したように、海山がソフトバリアとして振る舞っていると考えるのが妥当である。Mochizuki et al. (2008)では水分に富んだ堆積物が海山と一緒に沈み込み、それがプレート間カップリングを弱めている可能性を述べている。このソフトバリアの領域が地震破壊の進展先に存在していたことによって、2011年茨城県沖地震の破壊が止まったと考えられる。

### 3. 2011年岩手県沖地震と周辺のスロー地震活動

まず2011年岩手県沖地震の震源過程解析に関して説明する。2011年茨城県沖地震を解析したKubo et al. (2013)と同様な解析を行うが、震源インバージョン手法はKubo et al. (2015)によるFully Bayesian multiple-time-window source inversionを用いた。断層モデルとして全国1次地下構造モデル（Koketsu et al. 2012）の太平洋プレートの上面形状に沿うものを作成した。破壊開始点の水平位置は気象庁の震央情報を使用した。データには、防災科研K-NET・KiK-netによる地震動波形記録（S波部分、周期5-50秒）と、国土地理院GEONETによる30秒サンプリングの電子基準点記録から算出した地震前後の静的地殻変動記録を用いた。強震波形のGreen関数として、藤原・他（2009）による三次元地下構造モデルから観測点毎に観測点直下の一次元速度構造を抜き出し、それに基づき離散化波数積分法（Bouchon 1981）と反射・透過係数行列法

(Kennett and Kerry 1979) により点震源の波形を計算した。地殻変動のGreen関数として、半無限均質媒質を仮定し、Okada (1992)のプログラムを用いて計算した。

2011年岩手県沖地震のup-dip側には、微動・超低周波地震・繰り返し地震・群発地震が分布している

(Nishikawa et al. 2019)。予備的な震源過程解析の結果、震源を中心とした領域に大きなすべりの領域が見られており、2011年岩手県沖地震の破壊はスロー地震の活動域には及ばなかったと考えられる。また2011年岩手県沖地震の周辺では過去にもM7クラスのプレート境界型地震が発生しており、1960年三陸沖の地震

(Mjma 7.2) や1989年三陸はるか沖の地震 (Mjma 7.1) がそれにあたる。それぞれの余震活動域は2011年岩手県沖地震の大すべり領域よりもup-dip側に位置しており、上記のスロー地震の活動域、とくに繰り返し地震・群発地震の活動域と重なる。なお1989年三陸はるか沖の地震の余震活動に関しては、地震後の非地震性滑りによって誘発された可能性が指摘されている(Kawasaki et al. 2001; Uchida et al. 2004)。

# 紀伊半島から日向灘にかけてのスロー地震に関連したb値の空間分布

## Spatial distribution of b-values related to slow earthquakes in the area encompassing the Kii-Peninsula and Hyuga-nada regions, Japan

\*千葉 慶太<sup>1</sup>

\*Keita Chiba<sup>1</sup>

1. 九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター

1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University

南海トラフでは、多くのスロー地震が発生することが報告されている(e.g., Obara and kato, 2016). これらのスロー地震は、応力状態に鋭敏な性質を持つことが知られており、プレート境界における応力状態の指標になると考えられている(e.g., Obara and Kato, 2016). こうしたスロー地震の性質に注目し、南海トラフにおける、紀伊半島から日向灘にかけてのプレート境界近傍で発生する通常地震のb値分布を求め、長期的スロースリップ(SSEs), 低周波地震(LFEs)との関係を調べた。b値は、グーテンベルグ・リヒター測に従う、大きい規模の地震と小さい規模の地震の相対的な発生数のパラメタであり、差応力や強度と逆相関することが知られている(e.g., Scholz, 1968, 2015; Wyss, 1973; Urbancic et al., 1992). ゆえに、b値の空間分布からプレート境界近傍における応力状態を把握できると期待される。Chiba (2019)では、豊後水道から日向灘にかけての限定的な領域でb値解析を行い、得られたb値分布がSSEsやLFEsに強く依存することを指摘している。本発表では、紀伊半島から日向灘にかけての、より広い領域でb値解析を行い、b値の空間的な不均質性についての考察を試みる。

b値の解析には、Yano et al., (2017)によるJUICEカタログを使用した。このカタログデータは、Hi-netによる震源カタログを基に、地震波形データの波形相関を用いたDouble-Difference法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000)により再決定されたものである。解析期間は2000/10/1-2012/12/31, 解析範囲はE131°-136°, N31.0°-34.2°, 深さ25-40kmに発生する地震を用いた。下限マグニチュード $M_c$ の空間分布を考慮し、解析には $M \geq 1.4$ のイベント12090個を使用した。b値の計算にはZMAP (Wiemer, 2001)を使用した。計算には0.1°間隔のグリッド点を作成し、各グリッド点に対し50-100個の地震を取り出し最尤法(Aki, 1965)によりb値を計算した。解析の結果、b値はプレート沈み込み方向に沿って大きく変化する様子がみられた。基本的にLFEs発生領域(豊後水道, 四国西部, 紀伊半島)でのb値は大きい。これはChiba (2019)で指摘されているようにLFEsの発生域では、プレート境界上盤側のpermeabilityが小さく、沈み込むスラブから脱水される水が境界付近にとどまり、間隙水圧が上昇したために、高b値が生じたものと解釈される。また、SSEsの発生域(紀伊水道, 豊後水道, 日向灘域)では、b値は中間程度から、やや低い値をとることがわかった。この点についても、Chiba (2019)で指摘されるように、SSEs発生に伴う部分的な応力の解放、及びSSEsが発生しないことによる応力の蓄積を表すと考えられる。一方、四国中央部では、顕著な低b値を示すことが分かった。この領域ではLFEs, SSEsが発生するものの、SSEsによる、すべりは小さい(e.g., Takagi et al., 2016). この領域では、前述のLFEs発生モデルによるb値の上昇よりも、SSEsのすべりが小さいことによる応力の蓄積が大きく影響しているものと考えられる。以上の考察から、b値分布はLFEsやSSEsの発生に強く影響されることが示唆される。

今回の解析領域は、大局的には南海地震発生域のdown-dip側に対応する。スロー地震発生に伴う応力擾乱を通して、スロー地震とプレート間巨大地震には密接な影響があると考えられていることから(e.g., Obara and Kato, 2016), 今後の南海地震の発生予測に際し、南海地震のアスペリティ域だけでなく、隣接するスロー地震発生域でのb値解析が重要になるかもしれない。