

Mon. Sep 16, 2019

ROOM B

Room B | General session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]AM-1

chairperson:Kaoru Sawazaki(NIED), Koichiro Obana(JAMSTEC)
 9:30 AM - 10:30 AM ROOM B (Symposium Hall, International Science Innovation Building)

[S09-01] **Derivation of probability density function for interval maximum amplitude of continuous seismogram**

*Kaoru SAWAZAKI¹ (1. National Research institute for Earth Science and Disaster Resilience)

9:30 AM - 9:45 AM

[S09-02] **Focal mechanisms of aftershocks and stress field in the focal area of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake**

*Yuki Susukida¹, Kei Katsumata¹, Masayoshi Ichianagi¹, Mako Ohzono¹, Hiroshi Aoyama¹, Ryo Tanaka¹, Masamitsu Takada¹, Teruhiro Yamaguchi¹, Kazumi Okada¹, Hiroaki Takahashi¹, Shin'ichi Sakai², Satoshi Matsumoto³, Tomomi Okada⁴, Toru Matsuzawa⁴, Shuichiro Hirano⁵, Toshiko Terakawa⁶, Shin'ichiro Horikawa⁶, Masahiro Kosuga⁷, Hiroshi Katao⁸, Yoshihisa Iio⁸, Airi Nagaoka⁸, Noriko Tsumura⁹, Tomotake Ueno¹⁰, the Group for the Aftershock Observations of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 3. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, Fukuoka, Japan, 4. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University, Sendai, Japan, 5. Nansei-Toku Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, Kagoshima, Japan, 6. Earthquake and Volcano Research Center, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Nagoya, Japan, 7. Earthquake and Volcano Observatory, Hirosaki University, Hirosaki, Japan, 8. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan, 9. Department of Earth Science, Faculty of Science, Chiba University, Chiba, Japan, 10. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience,

Tsukuba, Japan)

9:45 AM - 10:00 AM

[S09-03] **Seismicity in the Japan Trench outer-rise region off Miyagi based on OBS observations**

*Koichiro Obana¹, Tsutomu Takahashi¹, Yojiro

Yamamoto¹, Gou Fujie¹, Yasuyuki Nakamura¹, Seiichi

Miura¹, Shuichi Kodaira¹ (1. JAMSTEC)

10:00 AM - 10:15 AM

[S09-04] **Improvements of seismic activity model for probabilistic seismic hazard assessment**

*Nobuyuki Morikawa¹, Jun'ichi Miyakoshi², Hiroyuki

Fujiwara¹ (1. NIED, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.)

10:15 AM - 10:30 AM

Room B | General session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]AM-2

chairperson:Kazuyoshi Nanjo(University of Shizuoka), Kohei Nagata(MRI)

10:45 AM - 12:00 PM ROOM B (Symposium Hall, International Science Innovation Building)

[S09-05] **Seismicity prior to the July 2019 southern California *M*7.1 earthquake**

*Kazuyoshi Z. Nanjo¹ (1. University of Shizuoka)

10:45 AM - 11:00 AM

[S09-06] **Successively occurring large earthquakes in the world (2) -Successive occurrence and simultaneous occurrence of same class earthquakes-**

*Tetsuo Hahsimoto¹, Takashi Yokota² (1.

Meteorological Research Institute, 2. Aichi Institute of Technology)

11:00 AM - 11:15 AM

[S09-08] **Temporal change in size distribution of the earthquakes around large earthquakes in the continental crust of Japan**

*Kohei NAGATA¹ (1. Meteorological Research Institute)

11:30 AM - 11:45 AM

[S09-09] **Variation of activity of felt aftershocks: An application of the modified Omori formula to aftershocks of the 2019 off Yamagata earthquake**

*Kentaro Hattori, Ichiro Nakanishi¹ (1. Kyoto Univ.)

11:45 AM - 12:00 PM

Room B | General session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]PM-2

chairperson: Makoto Matsubara(NIED), Masahiro Kosuga(Hirosaki University)

2:45 PM - 3:45 PM ROOM B (Symposium Hall, International Science Innovation Building)

[S09-10] Small repeating earthquake beneath the Tokai region

*Makoto Matsubara¹, Hiroshi Sato² (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

2:45 PM - 3:00 PM

[S09-11] Spatio-temporal distributions and activities of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions all over Japan

*Ryo Kurihara¹, Kazushige Obara¹, Akiko Takeo¹, Yusaku Tanaka¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:00 PM - 3:15 PM

[S09-12] Low-frequency aftershocks of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake revisited

*Masahiro Kosuga¹ (1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

3:15 PM - 3:30 PM

[S09-13] Migration of microseismicity and subsequent aseismic adiabatic expansion after the termination of injection in Okuaizu Geothermal Field

*Kyosuke Okamoto¹, Li Yi², Hiroshi Asanuma¹, Takashi Okabe³, Yasuyuki Abe⁴, Masatoshi Tsuzuki⁵ (1. AIST, 2. Osaka University, 3. GERD, 4. OAG, 5. JOGMEC)

3:30 PM - 3:45 PM

Room B | General session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]PM-3

chairperson: Takane Hori(JAMSTEC), Hisahiko Kubo(NIED)

4:00 PM - 5:15 PM ROOM B (Symposium Hall, International Science Innovation Building)

[S09-14] A mechanical model of regular and slow earthquakes

*Takane Hori¹ (1. JAMSTEC)

4:00 PM - 4:15 PM

[S09-15] Patch distributions of tremors and growth process of ETS.

*Keita Nakamoto¹, Yoshihiro Hiramatsu¹, Takahiko

Uchide², Kazutoshi Imanishi² (1. Univ. of Kanazawa, 2. AIST)

4:15 PM - 4:30 PM

[S09-16] Spatial properties of slow earthquake activity and its geophysical and geological environment

*Kazushige Obara¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:30 PM - 4:45 PM

[S09-17] Spatial relationship between rupture area of two large inter-plate aftershocks of the 2011 Tohoku earthquake and slow-earthquake activity

*Hisahiko Kubo¹, Tomoaki Nishikawa² (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

4:45 PM - 5:00 PM

[S09-18] Spatial distribution of b-values related to slow earthquakes in the area encompassing the Kii-Peninsula and Hyuga-nada regions, Japan

*Keita Chiba¹ (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

5:00 PM - 5:15 PM

Room B | General session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]AM-1

chairperson:Kaoru Sawazaki(NIED), Koichiro Obana(JAMSTEC)

Mon. Sep 16, 2019 9:30 AM - 10:30 AM ROOM B (Symposium Hall, International Science Innovation Building)

[S09-01] Derivation of probability density function for interval maximum amplitude of continuous seismogram

*Kaoru SAWAZAKI¹ (1. National Research institute for Earth Science and Disaster Resilience)
9:30 AM - 9:45 AM

[S09-02] Focal mechanisms of aftershocks and stress field in the focal area of the 2018 Hokkaido Eastern Iwate earthquake

*Yuki Susukida¹, Kei Katsumata¹, Masayoshi Ichiyanagi¹, Mako Ohzono¹, Hiroshi Aoyama¹, Ryo Tanaka¹, Masamitsu Takada¹, Teruhiro Yamaguchi¹, Kazumi Okada¹, Hiroaki Takahashi¹, Shin'ichi Sakai², Satoshi Matsumoto³, Tomomi Okada⁴, Toru Matsuzawa⁴, Shuichiro Hirano⁵, Toshiko Terakawa⁶, Shin'ichiro Horikawa⁶, Masahiro Kosuga⁷, Hiroshi Katao⁸, Yoshihisa Iio⁸, Airi Nagaoka⁸, Noriko Tsumura⁹, Tomotake Ueno¹⁰, the Group for the Aftershock Observations of the 2018 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 3. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, Fukuoka, Japan, 4. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University, Sendai, Japan, 5. Nansei-Toku Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, Kagoshima, Japan, 6. Earthquake and Volcano Research Center, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Nagoya, Japan, 7. Earthquake and Volcano Observatory, Hirosaki University, Hirosaki, Japan, 8. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan, 9. Department of Earth Science, Faculty of Science, Chiba University, Chiba, Japan, 10. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Tsukuba, Japan)

9:45 AM - 10:00 AM

[S09-03] Seismicity in the Japan Trench outer-rise region off Miyagi based on OBS observations

*Koichiro Obana¹, Tsutomu Takahashi¹, Yojiro Yamamoto¹, Gou Fujie¹, Yasuyuki Nakamura¹, Seiichi Miura¹, Shuichi Kodaira¹ (1. JAMSTEC)

10:00 AM - 10:15 AM

[S09-04] Improvements of seismic activity model for probabilistic seismic hazard assessment

*Nobuyuki Morikawa¹, Jun'ichi Miyakoshi², Hiroyuki Fujiwara¹ (1. NIED, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.)

10:15 AM - 10:30 AM

Derivation of probability density function for interval maximum amplitude of continuous seismogram

*Kaoru SAWAZAKI¹

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

本研究の目的

大地震の直後には余震が多発するため、地震計記録上で波形が互いに重なり合い、P波やS波を読み取り震源決定を行うことが困難となる。このような複雑な地震計記録から地震活動の統計的特徴を抽出する方法として、最近、地震計記録上で一定時間Tごとの区間最大振幅（Interval Maximum Amplitude, IMA）を読み取り、その頻度分布と推移を調べる方法が提案された（Sawazaki, 2019, SSA）。IMAは（非定常）Frechet分布（Non-stationary Frechet Distribution, NFD）と呼ばれる極値分布の一種にしたがうことが経験的に知られており、NFDを用いてIMAの将来予測を行う試みもなされている。しかし、IMAがなぜNFDにしたがうかの理論的背景と、NFDを規定するパラメータが地震学的にどのような意味を持つかについては、綿密な考察がなされていない。今回、Gutenberg-Richter（G-R）則、大森・宇津則、マグニチュードとエネルギー輻射量との関係、エネルギー輻射量と最大振幅との関係などを組み合わせて、IMAがNFDにしたがうことを理論的に導き、NFDを規定するパラメータの地震学的な意味を明らかにしたので、報告する。

理論的導出

G-R則と大森・宇津則から、本震からの経過時間 $t \sim t+dt$, マグニチュード $M \sim M+dM$ の範囲で発生する地震の数 n は

$$n(t,M)=Kt^{-p}10^{-bM}dtdM \quad (1)$$

と表される。ただし大森・宇津式の c 値をここでは0とみなす。また、地震波エネルギー W と M との間に

$$\log W = \alpha + \beta M \quad (2)$$

エネルギー放出時間（震源継続時間） τ と M との間に

$$\log \tau = \delta + \gamma M \quad (3)$$

の線形関係を仮定する。さらに、震源距離 r における地震動の最大振幅 x が

$$x = CR(S/W/\tau)^{1/2}r^{-d}\exp(-Q^{-1}\omega r/V) \quad (4)$$

と記述されると仮定する。ここで R 、 S 、 d 、 Q^{-1} 、 ω 、 V はそれぞれ震源輻射特性、サイト増幅率、幾何減衰の指数、内部減衰パラメータ、角周波数、およびS波速度である。 C は比例定数である。以上の式を組み合わせると、 $t \sim t+dt$ 、 $x \sim x+dx$ の範囲で発生する最大振幅の数 n は

$$n(t,x)=At^{-p}x^{-m-1}dtdx \quad (5)$$

と表される。ここで

$$A=mb^{-1}KC^mR^mS^m10^{m(\alpha-\delta)/2}r^{-md}\exp(-mQ^{-1}\omega r/V)/\ln 10 \quad (6)$$

$$m=2b/(\beta-\gamma) \quad (7)$$

である。最大振幅の規模別頻度分布を支配するパラメータ m は、 b 、 β 、 γ の組み合わせで記述される。最大振幅の発生数を支配するパラメータ A は、地震活動（ K 、 b ）、地震波のエネルギー輻射（ α 、 β 、 δ 、 γ ）、エネルギー伝播（ r 、 R 、 d 、 Q^{-1} ）、サイト特性（ S ）に関わる各パラメータの組み合わせで記述される。時間減衰を表すパラメータ（ p ）は、大森・宇津式のパラメータと同じである。

極値統計理論によれば、べき乗則にしたがい減衰する確率分布（5式）の極値分布はFrechet分布となる。（5式）から、経過時間 $t \sim t+T$ の間に発生する区間最大振幅 z の累積確率分布 G が

$$G(z,t)=\exp(-ATm^{-1}z^{-m}t^{-p}) \quad (8)$$

と導かれる。（8）式は（非定常）Frechet分布と同じ関数形であり、 A 、 m 、 p の3個の独立なパラメータで記述される。確率密度関数 g は

$$g(z,t)=\partial G(z,t)/\partial z=ATt^{-p}\exp(-ATm^{-1}z^{-m}t^{-p})z^{-m-1} \quad (9)$$

と導かれる。

以上の導出は、地震発生領域の広がりか震源距離と比べて十分狭く（したがって r を固定値とみなせる）、かつ2次余震の影響を考慮しない場合に成り立つ。ただし、地震発生領域の広がりか無視できない場合でも、全ての場所で本震-余震系列が同じ時間経過をたどり、かつ m を場所によらないパラメータとみなせる場合、(8)式と同様の関数形を導くことができる。

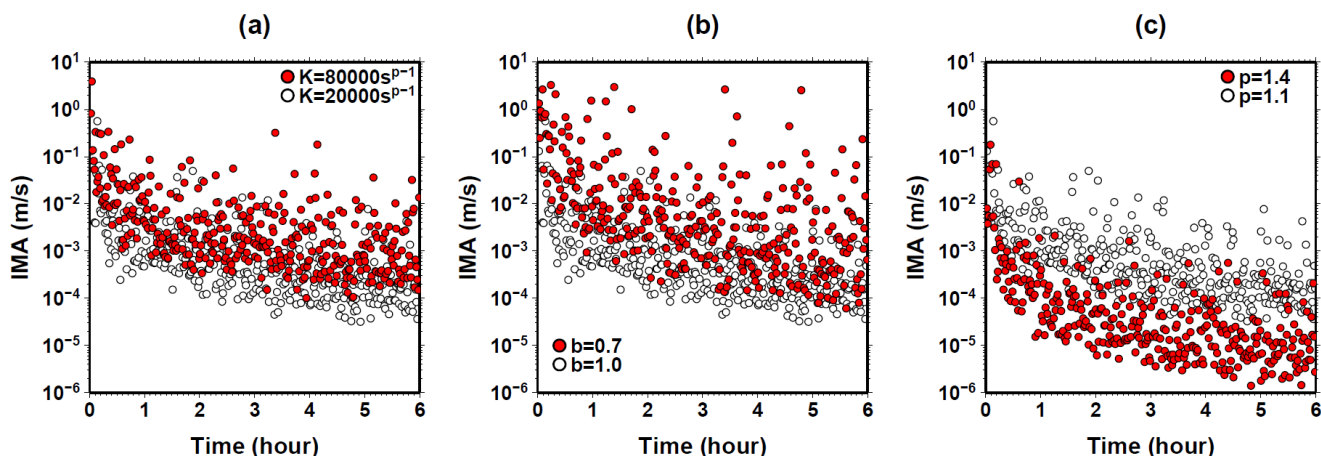
数値実験

乱数を用いて、マグニチュードと発生時刻が(1)式に示す確率分布にしたがう余震を多数生成し、(2)~(4)式を用いて M を x に変換し、 $T=60s$ の場合のIMAを計算した結果を図に示す。各図中では、 K （ A のみに影響。図a）、 b （ A と m に影響。図b）、 p （図c）の各パラメータを変化させた場合の比較を白丸と赤丸で示している。 K を大きくする（ A のみを大きくする）場合、IMAはどの経過時間においても統計的に同じ割合で増加する。 b を小さく（ m を小さくし、 A も変化）する場合、IMAが全体的に増加するだけではなく、IMAがとる値の範囲が広がる。 p を大きくするとIMAの時間減衰が早くなる。

まとめと展望

以上のように、マグニチュード、エネルギー輻射量、エネルギー放出時間、および最大振幅の間の関係式から、いくつかの仮定の下でNFDを導出し、NFDを記述する3個のパラメータ A 、 p 、 m を、地震学で用いられる物理量の組み合わせとして表現することができた。これら3個のパラメータは、観測されたIMAに(9)式をあてはめることで、大地震発生後数時間以内に観測点ごとに推定可能である。本研究で示した理論的根拠に基づき、連続地震動記録の解析を通じて、カタログを使わずに余震活動の特徴を早期に把握・予測できるようになることが期待される。

謝辞：本研究は科研費・若手研究B「連続地震波形記録を用いた準リアルタイム余震活動予測手法の開発」（課題番号17K14385）からの支援を受けています。



図：数値実験により生成したIMAの推移。使用したパラメータのデフォルト値は、 $\alpha=4.8$ 、 $\beta=2.5$ 、 $\delta=-2.3$ 、 $\gamma=0.5$ 、 $d=1.0$ 、 $C=10^{-4}(J/s)^{-1/2}m^{1+d}/s$ 、 $Q^{-1}=0.002$ 、 $S=1.0$ 、 $R=1.0$ 、 $V=3.5km/s$ 、 $\omega=2\pi \times 5$ Hz、 $r=20km$ 、 $K=20000s^{p-1}$ 、 $b=1.0$ 、 $p=1.1$ 。 K 、 b 、 p を変化させた場合の値は図a、b、cにそれぞれ記載のとおり。

Focal mechanisms of aftershocks and stress field in the focal area of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

*Yuki Susukida¹, Kei Katsumata¹, Masayoshi Ichiyanagi¹, Mako Ohzono¹, Hiroshi Aoyama¹, Ryo Tanaka¹, Masamitsu Takada¹, Teruhiro Yamaguchi¹, Kazumi Okada¹, Hiroaki Takahashi¹, Shin'ichi Sakai², Satoshi Matsumoto³, Tomomi Okada⁴, Toru Matsuzawa⁴, Shuichiro Hirano⁵, Toshiko Terakawa⁶, Shin'ichiro Horikawa⁶, Masahiro Kosuga⁷, Hiroshi Katao⁸, Yoshihisa Iio⁸, Airi Nagaoka⁸, Noriko Tsumura⁹, Tomotake Ueno¹⁰, the Group for the Aftershock Observations of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 2. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 3. Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, Fukuoka, Japan, 4. Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University, Sendai, Japan, 5. Nansei-Toku Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, Kagoshima, Japan, 6. Earthquake and Volcano Research Center, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Nagoya, Japan, 7. Earthquake and Volcano Observatory, Hirosaki University, Hirosaki, Japan, 8. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan, 9. Department of Earth Science, Faculty of Science, Chiba University, Chiba, Japan, 10. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Tsukuba, Japan

(1) はじめに

2018年9月6日、北海道胆振東部地震 (M_{JMA} 6.7) (以下、胆振地震と呼ぶ) が発生した。Katsumata et al. (Earth, Planets and Space, 2019) によると、本震の特徴として以下の2つが挙げられる。第一に、本震の震源の深さは30 km以深であり、日本の他地域の内陸地震が20 km以浅であるのに比べて深い。第二に、P波初動の押し引きから決定した震源メカニズム解は横ずれ断層型を示し、逆断層型を示すCMT解と一致しない。Katsumata et al. (2019) は本震直後数時間の余震が、北部・中部・南部と3つに大別される点に着目し、本震の破壊は中部の小さい横ずれ断層で始まり、その後、北部と南部の大きな逆断層が滑りを起こしたというモデルを提唱した。

本研究では、胆振地震の余震の震源メカニズム解を多数決定し、応力インバージョン法により震源域の応力場を推定した。胆振地震の震源域付近は、定常的な地震活動が非常に低いため、震源メカニズム解を用いた応力場の推定は困難であった場所である。また、得られた応力場の空間分布とKatsumata et al. (2019) が提唱した断層モデルとの比較を行った。

(2) データと解析

胆振地震発生直後から10月31日まで、北海道大学・東京大学地震研究所・九州大学・東北大学・鹿児島大学・名古屋大学・弘前大学・京都大学防災研究所・千葉大学・防災科学技術研究所が合同で臨時余震観測を実施した。本研究では、この臨時観測点と定常観測点(北海道大学・気象庁・Hi-net)のP波初動の押し引きを使用して震源メカニズム解を決定した。振幅値は使用していない。震源メカニズム解の推定には、HASH (Hardebeck and Shearer, 2004) を用いた。その際、Katsumata et al. (2019) の一次元地震波速度構造を仮定した。HASHで決定した震源メカニズム解の内、精度の良い、Quality A, B, C の解を選び、Hardebeck and Michael (2006) が開発した応力インバージョン法を適用した。

(3) 結果

余震の震源メカニズム解は全部で802個決定され、それらのMは M_w 1.0から M_w 5.7であった。その内、Quality Aが241個、Quality Bが266個、Quality Cが155個だった。応力インバージョンによると、震源域での最大主応力軸の向きは東北東-西西南西であり、本震のCMT解のP軸の向きと調和的である。最大主応力軸の向きは、震源域内において空間的にほとんど変化していないが、応力比には空間的变化が見られた。震源域の中部では、応力比が0.5に近く、横ずれ断層型の応力場を示唆する。また、震源域の南部では、応力比が0.7に近

く、やや逆断層型の応力場を示唆する。

謝辞

本研究は、2018年胆振東部地震余震観測、防災科研の常時観測点および気象庁の常時観測点から得られたデータを用いて解析を行っております。2018年胆振東部地震余震観測グループの皆様、防災科研、気象庁などの基盤的地震観測に携わっている方々に心より感謝申し上げます。

Seismicity in the Japan Trench outer-rise region off Miyagi based on OBS observations

*Koichiro Obana¹, Tsutomu Takahashi¹, Yojiro Yamamoto¹, Gou Fujie¹, Yasuyuki Nakamura¹, Seiichi Miura¹, Shuichi Kodaira¹

1. JAMSTEC

2011年3月に発生した東北沖地震以降、日本海溝の海溝軸海側アウターライズ域では、太平洋プレート内部で地震が活発に発生している。宮城県沖のアウターライズ域においては、2011年4月から2014年4月にかけて、海底地震計（OBS）を用いた地震観測が繰り返し実施されてきており、深さ40km付近まで正断層型の地震が発生していることが示されている(Obana et al., 2012)。これらの観測では、従来からの多くの調査と同様にガラス製耐圧容器を用いたOBSが使用されており、観測点のほとんどが水深6000mより浅い場所に限られていた。水深6000mを超える海溝軸に設置可能な超深海型OBSの実用化は当時から進められていたが、海溝軸における観測は極めて限定的に行われただけであった。一方、2015年以降に行われた日本海溝北部（三陸沖）および南部（福島・茨城沖）の海溝軸からアウターライズ域における観測では、実用化された超深海型OBSを用いた観測が実施され、アウターライズ域における地震活動が明らかになってきている。例えば、日本海溝北部三陸沖では、1933年昭和三陸地震に関連していると思われる地震活動が水深7000mに達する海溝軸近傍で発生していることが捉えられており(Obana et al., 2018)、超深海型OBSを用いた観測の重要性が示されている。そこで、2017年9月から2018年7月にかけて、宮城県沖日本海溝の海溝軸周辺ならびに海溝海側において、超深海型OBSを含む計45台のOBSを用いた地震観測を再び実施した。この観測では、海溝軸を挟んだ35点において、2017年9月から2018年2月（一部は3月）まで観測を行なっている。また2018年3月から7月にかけては海溝軸の東約60kmから100kmの範囲に10点のOBSを設置して観測を実施した。

解析では、OBSによる連続記録からイベントを検出したのち、手動で検測を行ない、1次元構造で震源決定を行なった。震源決定に使用した速度構造は、過去に観測領域周辺で行われた研究を参考にしている。堆積層による走時の遅れに関しては、観測点ごとに基盤上面で生じたPS変換波と直達P波の到着時間差から観測点補正値を推定して補正した。また、P波初動極性を用いて震源メカニズムを推定した。

得られた震源分布からは、2011年3月11日の東北沖地震の40分後に海溝海側で発生したMw7.6の正断層地震の震源域周辺の余震活動をはじめ、2011年東北地方太平洋沖地震後に活発化した太平洋プレート内部の地震活動が継続していることが示されている。震源メカニズムも、2014年までの観測の結果と同様に、アウターライズ域において深さ40km付近まで正断層型のメカニズムが卓越しており、時間的に大きな変化は見られない。一方、今回の観測期間中には、宮城県沖を中心としたアウターライズ域において、M6クラスの地震が複数発生している（2017年9月21日M6.3、10月6日M6.3、11月13日M6.0）。特に10月6日の地震は震源のごく近傍にOBSが設置されており、本震とそれに伴う余震活動が詳細に捉えられている。この地震は、正断層で形成されたホルスト・グラベン構造が不連続になっている部分で発生しており、余震は複数の傾斜方向の異なる断層面にそって分布している。ホルスト・グラベン構造は日本海溝のアウターライズ域に広く分布しているが、必ずしも連続性はよくなく、細かくセグメント化されている。一方、1933年昭和三陸地震のような大規模なアウターライズ地震の際には、複数の断層が連動して破壊する可能性が指摘されている(Uchida et al., 2016, Obana et al., 2018)。今回の観測結果は、複数の正断層が連動して活動する様子を捉えたものと考えられる。

Improvements of seismic activity model for probabilistic seismic hazard assessment

*Nobuyuki Morikawa¹, Jun'ichi Miyakoshi², Hiroyuki Fujiwara¹

1. NIED, 2. Ohsaki Research Institute, Inc.

1. はじめに

地震調査研究推進本部による全国地震動予測地図のうち、確率論的地震動予測地図では、日本周辺で発生する被害を及ぼしうる全ての地震を考慮するため、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震がモデル化されている。震源断層をあらかじめ特定しにくい地震は、過去に発生した地震のデータ（カタログ）に基づく、地震の発生場所、規模、頻度をモデル化しており、東北地方太平洋沖地震を受けて、陸側プレートの浅い地震への大領域の導入や、最大規模の見直しなどのモデル改良が行われた。しかしながら、東北地方太平洋沖地震の活発な余震活動をどのように考慮するかについて課題として残されていた。また、平成30年北海道胆振東部地震など最近発生した地震により、モデル化が不十分な部分も明らかとなった。このような状況を踏まえて、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のモデル改良に向けた検討を行った。

2. 東北地方太平洋沖地震後の地震カタログの取り込み

東北地方太平洋沖地震の余震活動は年々減衰してきているものの、2019年3月時点では本震発生前の1.5倍程度の地震が発生している（地震調査委員会、2019）。そこで、当該震源域において本震後に発生した地震活動の減衰を改良大森公式にあてはめ、地震発生前の地震活動レベルまで減衰した時点からは定常な活動となるモデルを仮定する。

3. 領域区分の追加と見直し

震源断層をあらかじめ特定しにくい地震では、海溝型地震の長期評価や地震地体構造、震央分布等に基づいて区分された領域を単位として評価する方法と、機械的に区分した東西南北0.1度のメッシュを単位として評価する方法を併用している。このうち、前者の方法における領域区分について、最近の地震による知見と「もれ」のない地震活動モデルの構築という観点から行う。

○海域における陸側プレートの浅い地震（地殻内地震）

2016年11月22日に発生した福島県沖の地震（M7.4）は、陸側プレートの地殻内地震と評価されている（地震調査委員会、2016）が、その震央位置は、現行の領域区分の外側ですべて海溝型地震とみなしていた。そこで、太平洋側の海域に新たな地殻内地震の領域区分を追加する。このとき、海域の断層および規模の大きな地震（M7程度）の地震を包含できるように沈み込む海洋プレート上面深さ10km等深線まで領域として含むようにし、東北地方だけでなく、北海道、伊豆～小笠原諸島、南海トラフ、日向灘～南西諸島にかけての領域すべてを対象として設定する。一方、日本海側については海域の領域がすでに設定されているものの、文部科学省による「海域における断層情報総合評価プロジェクト」で示されている五島列島西方沖の断層は現行の領域区分外に位置している。そこで、九州～南西諸島の西側（東シナ海）の領域について、現行領域の西側に拡張する。

○南海トラフ以西の海溝（トラフ）軸外側

千島海溝から伊豆～小笠原海溝沿いについては、海溝軸外側の地震をすでにモデル化している一方で、南海トラフおよび南西諸島海溝の海溝（トラフ）軸外側については、踏まえて、これらについても新たな領域区分を設定する。

○平成30年北海道胆振東部地震を受けて

平成30年北海道胆振東部地震は深さ約40kmで発生した。当該地域においては、深さ25kmまでは地殻内地震としてモデル化されており、それよりも深い地震はすべて深さ100km程度のスラブ内地震としてモデル化されていた。一方で、隣接する浦河沖については、1982年浦河沖地震とその余震活動を踏まえて、深さ25km～45kmの地震活動を別途にモデル化していた。北海道胆振東部地震の震源域についても浦河沖地震と同

様のモデル化を行う。

Room B | General session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]AM-2

chairperson:Kazuyoshi Nanjo(University of Shizuoka), Kohei Nagata(MRI)

Mon. Sep 16, 2019 10:45 AM - 12:00 PM ROOM B (Symposium Hall, International Science Innovation Building)

[S09-05] Seismicity prior to the July 2019 southern California *M*7.1 earthquake

*Kazuyoshi Z. Nanjo¹ (1. University of Shizuoka)

10:45 AM - 11:00 AM

[S09-06] Successively occurring large earthquakes in the world (2) -Successive occurrence and simultaneous occurrence of same class earthquakes-

*Tetsuo Hahsimoto¹, Takashi Yokota² (1. Meteorological Research Institute, 2. Aichi Institute of Technology)

11:00 AM - 11:15 AM

[S09-08] Temporal change in size distribution of the earthquakes around large earthquakes in the continental crust of Japan

*Kohei NAGATA¹ (1. Meteorological Research Institute)

11:30 AM - 11:45 AM

[S09-09] Variation of activity of felt aftershocks: An application of the modified Omori formula to aftershocks of the 2019 off Yamagata earthquake

*Kentaro Hattori, Ichiro Nakanishi¹ (1. Kyoto Univ.)

11:45 AM - 12:00 PM

Seismicity prior to the July 2019 southern California *M*7.1 earthquake

*Kazuyoshi Z. Nanjo¹

1. University of Shizuoka

米国カリフォルニア州南部で、2019年7月4日にマグニチュード *M*6.4の地震が発生し、その翌日(5日)に、震央間距離にして約15 km離れた場所で、*M*7.1の地震が発生した。詳細に見ると、*M*6.4の地震発生後、北東-南西方向に走行を持つ地震活動と、その活動の北東端を含み、北西-南東方向に走行を持った地震活動が活発化している。そして、その北西端から*M*7.1の地震の破壊が開始した。

大地震が続発した例として、2016年熊本地震がある。2016年4月14日に日奈久断層の北部で*M*6.5の地震が起き、2日後(16日)に、隣接する布田川断層で*M*7.3の地震が発生した。*M*6.5の地震から*M*7.3の地震までに起きた地震活動を解析すると、布田川断層で*M*7.3の地震の前にプレスリップがあった可能性が示唆された(Nanjo & Yoshida, 2017)。この様に、大地震と大地震の間の活動の推移を把握することで、大地震が続発する特徴を捉えられる可能性があり、この知見は今後の地震発生予測の研究の基礎となる。

そこで本研究では、*M*6.4の地震発生以降、*M*7.1の地震までに発生した地震活動を解析した。用いる手法は、グーテンベルグ・リヒター則(GR則)の*b*値と、地震の集中度の時間変化を捉える ϕ 値(Lippiello et al., 2012)に基づく。地震の規模別頻度分布はGR則で近似でき、*b*値は一般に1に近い値をとる。*b*値が小さい場合、小さい地震に対して大きい地震が比較的多めであることを示す(*b*値が大きい時は、その逆)。岩石破壊実験から、*b*値と差応力に負の相関があることが知られており(Scholz, 1968)、また、いくつかの大地震の前にその破壊開始点付近で*b*値が低かった報告がある(e.g., Schorlemmer & Wiemer, 2005; Nanjo et al., 2012, 2016)。このことは、地震発生前に震源付近で応力が高かったことを示唆する。一方、 ϕ 値は、時間と共に地震が集中して発生する様になったか($\phi > 1$)、または、地震が空間的にばらつく様になったか($\phi < 1$)を評価する指標である。1980年代以降の南カリフォルニアのデータを ϕ 値で解析した結果、大地震(*M*6以上)の発生時刻に近づくとつれて、その震源付近で地震の集中が見られたという報告がある(Lippiello et al., 2012)。

*b*値の時空間分布から、地震活動の北西側で*M*7.1の地震発生前に低めの値(約*b*=0.7)だったことが分かった。また、同北西側の ϕ 値から、時間と共に、比較的大きめの地震(*M*3以上)が集中して発生する様になっていたことも分かった(最大値は ϕ =1.5)。このような結果は、他の地域の活動では見られなかった。以上から、北西側で、大きめの地震(*M*3以上)が集中する様になったことで、低い*b*値が観測されたと考える。従って、応力が高かった地域から、*M*7.1の地震の破壊が開始した可能性がある。

クーロン応力の計算によると、*M*6.4の地震の発生により、*M*7.1の震源付近では断層運動を促進する応力が高くなっており(Stein et al., 2019)、本研究の結果と矛盾しない。大地震が続発する特徴を捉えるためには、先発する大地震後の応力状態を推定することが重要であることを示している。

Successively occurring large earthquakes in the world (2) -Successive occurrence and simultaneous occurrence of same class earthquakes-

*Tetsuo Hahsimoto¹, Takashi Yokota²

1. Meteorological Research Institute, 2. Aichi Institute of Technology

南海トラフ地震の沿いの防災対応のための委員会が開催され、その際の資料となるべく、世界における大規模地震の続発性について、報告を行ってきた(橋本他, 2017など). 今回は、この委員会とはやや離れて、南海トラフの地震の特徴の一つである安政や昭和の地震のような同規模の地震の続発と宝永の地震のように東海と南海の連動のような現象が、世界の大規模地震の発生について、新たに改訂されたISC-GEM version5.1のデータ(1904–2014年)を用いて抽出することが出来るか検討を行った.

安政の東海と南海の地震等はdoubletといえるが、doubletの地震の研究は、Lay and Kanamori(1980)によるSolomon諸島の地震、Kagan and Jackson(1999)による世界の地震の解析など多数あるものの、その定義として、2つの地震のM差や時空間距離について固定的ではない. そこで、ここでは、doubletとして可能性のありそうな地震の組み合わせを比較的多く抽出するため、やや幅広にとるようにして、 $M \pm 0.3$ 、空間距離 $d \times 2$; $\log d = (0.5M - 1.8)$ (宇津の余震長径(1962)の2倍)、時間差11年として検索を行った. また、震源の深さは、カタログ初期の誤差も考慮し、150km以浅とし、M7.2以上の地震を対象とし、Mの小数第2位を四捨五入して、検索を行った.

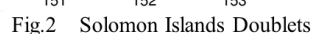
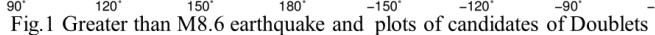
先行地震に対する後続地震の関係が上記の条件に合ったものは、重複を許すようにして、252個が抽出された. その内、先行地震(図1の青×)と後続地震の両方が $M7.8 \leq M < 8.6$ の事例が39個あり、後続地震が3年以内に発生した事例(黄緑×)は13個、3日以内は5個(桃×)となり、ここでは、1707年宝永地震がM8.6とされているので、それより小さいが、やや規模の大きめの地震の続発性を図1に示した. M8.6以上の地震(赤×)の近傍で続発性を示す地震は、1957Aleutian地震、2005Sumatra地震、2011Tohoku地震の3事例にみられ

た. Aleutian地震の周りでは、1986年M7.95と1996年M7.88が抽出されているが、やや小ぶりな地震である. また、その隣接で1965RatsIsland地震が発生しており、その近傍では、1906年8月17日M8.3(なお、同日のチリのM8クラスの地震がISC-GEMには登録されていないようなので注意が必要)の地震や2014年M7.92の地震が発生しており、これらの地域では活動が活発である. Sumatra地震の近傍では、2012年の横ずれ断層の地震が抽出されているが、別物といってもいいと考える. Tohoku地震の近傍も1938年M7.95や1968年M8.2の地震が抽出されているが、それらが連動してTohoku地震になったわけではないので、別物と考える. 結局、100年程度の計測器による地震観測からは、南海トラフの連動と同規模の地震の続発の関係を見出すことは、やはり無理があるようである.

そこで、MをM7.2から抽出して、doublet地震がよくみられるソロモン諸島周辺に着目したものを図2(発震機構はUSGS及びLay and Kanamori, 1980)に示す. よく知られている1971年、1974年、1975年(Lay and Kanamori, 1980)の地震が抽出されている. 地震の規模から断層長を推定し、おおよその位置に震源断層を長方形(幅は意味がない)で図が重ならないように示した. 1971年の地震と発生時間間隔、Mや破壊の順番が異なるが、1916年M7.96(+1920年M7.81)→1919年M8.15(赤枠)が同じようともいえるかもしれないし、やや無理があるが、1983+1992年→2000年(緑枠)がある. 空間の位置精度の問題もあるが、同じようなアスペリティーが破壊されているように思える. また、1974年(橙枠)と1975年(茶枠)の一方で、1939年M7.82の地震の領域が破壊されているようにも見え、連動と同規模の続発性を示している事例かもしれない. その後に同様なものの繰り返し期待されるが、しかしながら、そのような現象は発生していない.

ISC-GEMを用いて、南海トラフの連動・同規模地震の続発性を探してみたが、同様なものは、なかなか見出すことが難しいように思われる.

謝辞: ISCのISC-GEMver5.1を使わせていただいた.



Temporal change in size distribution of the earthquakes around large earthquakes in the continental crust of Japan

*Kohei NAGATA¹

1. Meteorological Research Institute

平成28年（2016年）熊本地震以降、被害を伴うような規模の大きな地震が発生した後の、同程度もしくは更に大きな規模の地震に対する備えの重要性について、改めて認識が高まっている。このような大規模な地震発生後には、断層面近傍でGR則の b 値が有意に増加する傾向があることが指摘されており、その後の地震活動には、地震の発生頻度の時間変化だけでなく、規模別頻度分布の時間変化が影響する可能性が指摘されている[例えば Gulia et al., 2018, GRL]。そこで、このような局所的な規模別頻度分布の変化が生じることを前提に、大規模な地震発生後の震源周辺のやや広い空間スケールでの規模別頻度分布の変化の傾向を把握し、局所的な規模別頻度分布の変化との関係性を調べるための解析を試みる。

これまでに行った解析では、1997年10月以降、2017年までの気象庁一元化震源を用いて、2004年以降に日本の内陸地殻内で発生したM6.5以上の地震（最大M7.3）を対象に、震源周辺における深さ40km以浅の地震活動の規模別頻度分布の変化を調べた。規模別頻度分布の解析には様々な手法が提案されているが、今回は、規模別頻度分布の特徴の変化を調べるという観点から、ノンパラメトリックな手法 [Amorèse, 2007, BSSA]を用いて震源カタログが網羅できている地震のマグニチュードの下限 (M_c) を推定し、 M_c 以上の規模でGR則が成り立っていると仮定した場合の b 値を最尤法により推定するとともに、 b 値から推定される規模別頻度分布と観測された分布が異なるかどうかをKS検定により確認、また、GR則からの分布の逸脱の指標として提案されている η 値[宇津、1978, 地震2]を同時に推定した。これらの解析を、対象領域内のすべての規模の震源から抽出した一定数の連続する震源データに順次適用した。

対象地震が周囲の地震活動に影響を及ぼし得る空間スケールとして、地震規模 M との平均的な関係式[宇津、1961, 気象庁欧文彙報]を用いて推定した余震域の長径 L を基準とし、対象地震と震央距離が基準以下の震源を抽出し上記手法を適用した結果、対象地震の発生前に比べ、概して発生後の b 値が高くなっていることを確認した。変化の様相は対象地震により異なるが、概ね、対象地震発生直後から b 値が増加し始め、数か月から1年程度かけて一定の値に落ち着く傾向が見られる。このため b 値の比較には、対象地震発生前の中央値と、対象地震発生後ある程度変化が落ち着いた6ヶ月以降の中央値を用いた。 b 値の増加の程度は、大きいもので0.1程度であった。 M_c は規模の大きな地震の発生後に著しく増加し、一定の値に落ち着くまでにある程度の時間を要するが、この時間は上述の b 値の増加の定数に比べると短い。 η 値は、対象地震発生前後で若干値が変化することがあるものの、概ね1.7~1.9程度の値で顕著な変化は見られていない。このことは、 M_c 以上の規模別頻度分布が概して上に凸の形状となっていることを示しており、上述の b 値の増加が M_c の低下に起因する変化ではないことを裏付けている。KS検定の結果、GR則とは有意に異なる規模別頻度分布が、特に対象地震発生直後に多く確認されるが、これらのデータを除いても、上記の結果は変わらない。

上記の結果は、GR則の b 値が広域的な応力場の差応力に対応した地域差を持ち、差応力が高いほど b 値が低い傾向を持つという先行研究の指摘 [Scholz, 2015, GRL]と調和的に見える。すなわち、地震に伴う震源域周辺での応力降下に対応して b 値が増加したとの解釈が可能であり、この場合、 b 値のやや長期的な遷移過程は、対象地震により解放された応力がその後の余震による応力の再配分により空間的に平滑化されながら新たな定常状態に落ち着いていく過程を観察したものという解釈が可能ではないかと考えている。 b 値の変化と応力変化の関係を確認するため、震源抽出の基準とする距離を $0.71L$, $0.5L$ として同様の解析を行ったところ、解析対象範囲を狭めるほど b 値の増加量が大きくなる場合もみられたが、対象地震前の規模別頻度分布を推定するための十分な震源データが得られる事例が少なく、明瞭な結果は得られていない。特に、2014年11月の長野県北部の地震（M6.7）に関しては、震央距離 $0.5L$ 以内の地震について解析すると、本震前後で b 値が低下するという

他とは逆の結果が得られる。これは、本震の震源付近の群発的な活動の影響で本震前の b 値が大きく推定されるのに対し、本震後はそれ以外の活動が規模別頻度分布の大部分を占めることにより相対的に群発地震の影響が低下するためと考えられる。 b 値の時間変化の調査には、このような空間的な活動の分布の変化の影響等があるため困難を伴うことは既に指摘されている〔例えばWiemer et al., 2002, Adv. Geophys〕ところではあるが、上記の結果は、このような影響を含むとしても、規模の大きな地震に伴う地域的な b 値の増加は考慮に値することを示唆している。

今後、解析対象地震を増やすとともに、対象領域を小領域に分割し、局所的な地震活動の変化が上述の結果とどのように関係しているかという点も含めて報告を行う予定である。

Variation of activity of felt aftershocks: An application of the modified Omori formula to aftershocks of the 2019 off Yamagata earthquake

*Kentaro Hattori, Ichiro Nakanishi¹

1. Kyoto Univ.

Dependence of activity of felt aftershocks (K value) with epicentral distance has been studied by fitting the modified Omori formula (Utsu, 1961) to the aftershock sequences of the off Southern Yamagata Prefecture earthquake of June 18, 2019 observed at eight seismological stations in Yamagata and Niigata prefectures. The aftershocks used in the analysis are limited to those whose epicenters are located off the coast of Yamagata prefecture or Kaetsu area of Niigata prefecture. The fitting of the modified Omori formula is made to the time sequences of aftershocks with seismic intensities greater than one at each of the eight stations. The aftershocks with seismic intensities greater than one are called felt aftershocks in the present study. Because the data set of aftershocks located by JMA is used, the fitting of the formula is also made to all the located felt aftershocks. The interval of two hours is adopted after several trial fitting of the formula to the data. Three intervals are obtained from the origin time of the main shock 22:22 of June 18 to 4:22 of the next day. The values of $p=1.3$ and $K=20$ are derived from fitting the formula to the data set of all the located felt aftershocks. The value of $c=0.1$ is assumed. The values of $p=1.3$ and $c=0.1$ are fixed and K value is determined from the aftershocks felt at each of eight stations. The results are summarized in Figures 1 and 2. Figure 1 shows the numbers of felt aftershocks at three time intervals for each of eight stations, the best fitting formula and the K value for each station. Result from the all the located felt aftershocks are also shown in Figure 1. In Figure 2, the values of K obtained for eight stations are plotted as a function of epicentral distance. The K value plotted at epicenter (0 km) is obtained from the data set of all the located felt aftershocks. Figure 2 may show the decrease of the value of K with increasing epicentral distance.

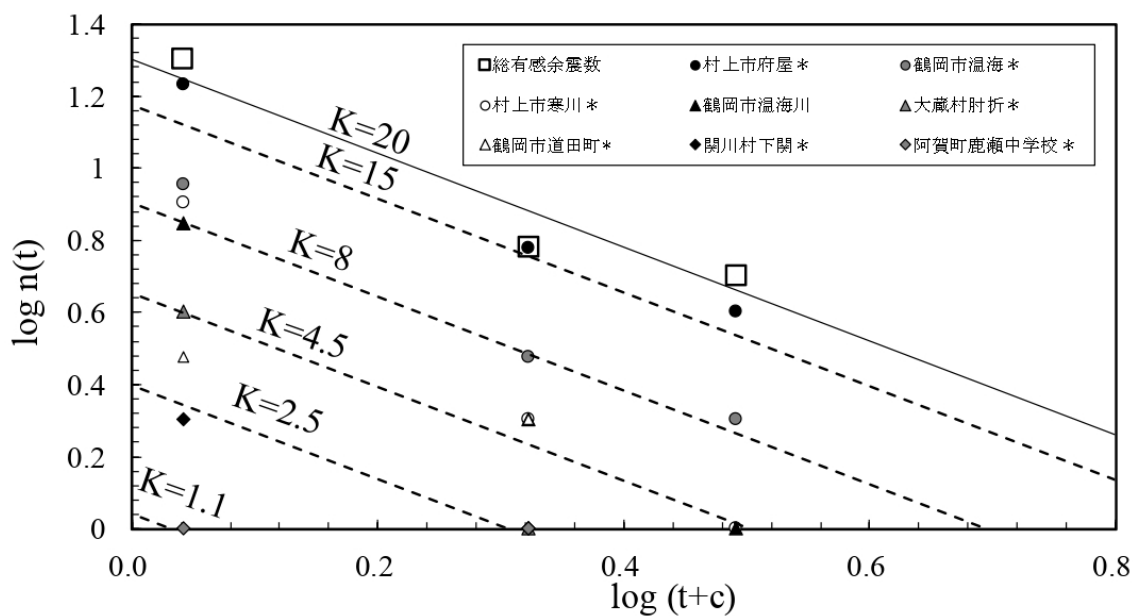


Fig.1 Frequency of the felt aftershocks for interval of 2 hours of the 2019 off Southern Yamagata Prefecture earthquake and lines with $p=1.3$, $c=0.1$, and the best values of K estimated for modified Omori formula (Utsu, 1961).

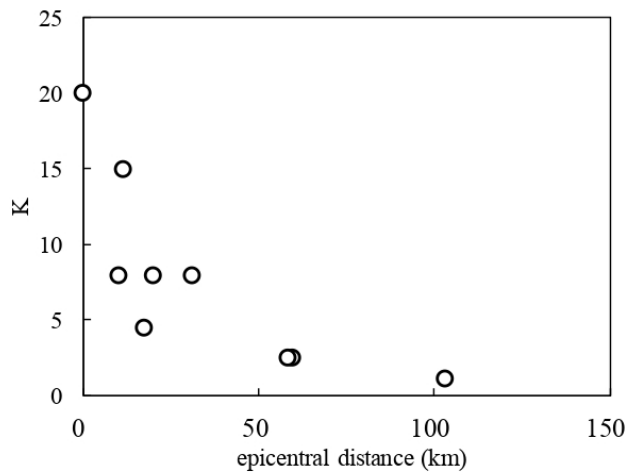


Fig.2 Relation between the value of K of the modified Omori formula and epicentral distances. The K value at 0 km is determined from all the located felt aftershocks.

Room B | General session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]PM-2

chairperson: Makoto Matsubara(NIED), Masahiro Kosuga(Hirosaki University)

Mon. Sep 16, 2019 2:45 PM - 3:45 PM ROOM B (Symposium Hall, International Science Innovation Building)

[S09-10] Small repeating earthquake beneath the Tokai region

*Makoto Matsubara¹, Hiroshi Sato² (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

2:45 PM - 3:00 PM

[S09-11] Spatio-temporal distributions and activities of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions all over Japan

*Ryo Kurihara¹, Kazushige Obara¹, Akiko Takeo¹, Yusaku Tanaka¹ (1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

3:00 PM - 3:15 PM

[S09-12] Low-frequency aftershocks of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake revisited

*Masahiro Kosuga¹ (1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University)

3:15 PM - 3:30 PM

[S09-13] Migration of microseismicity and subsequent aseismic adiabatic expansion after the termination of injection in Okuaizu Geothermal Field

*Kyosuke Okamoto¹, Li Yi², Hiroshi Asanuma¹, Takashi Okabe³, Yasuyuki Abe⁴, Masatoshi Tsuzuki⁵ (1. AIST, 2. Osaka University, 3. GERD, 4. OAG, 5. JOGMEC)

3:30 PM - 3:45 PM

Small repeating earthquake beneath the Tokai region

*Makoto Matsubara¹, Hiroshi Sato²

1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

1. はじめに

西南日本では、フィリピン海プレートは南海トラフからユーラシアプレートの下に沈み込んでいる。このプレート境界では、巨大地震がこれまでも繰り返し発生しており、今後の発生も予測されている。東海地域と駿河トラフは、この巨大地震発生域の東端に位置する。これまでも、小固着域（アスペリティ）での小繰り返し地震からプレート境界でのすべり量が推定されてきた（例えばNadeau and Johnson, 1998; Igarashi et al., 2003, Uchida et al., 2003; Matsubara et al., 2005）。防災科学技術研究所（防災科研）は太平洋プレートやフィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込むこの地域において1979～2003年に関東東海観測網（KT-net）を2000年以降は高感度地震観測網（Hi-net）を運用してきた。駿河トラフからのプレート境界におけるすべり量を推定するため、富士川河口断層帯周辺の東海地域において、小繰り返し地震を解析した。

2. データ・手法

東経137～139°、北緯34～36°の地域において防災科研のKT-netやHi-netにより1979年8月～2017年12月までマグニチュード（M）1.5以上の地震が152,333個の地震が検出された。ある地震に対して周囲0.1°（約10km）以内の地震の波形を相互相関係数の計算対象とした。防災科研Hi-netの観測点における上下動成分の1～8 Hzのバンドパスフィルターを適用した波形について、P波の到達の1秒前からS波の到達の5秒後までもしくは、S波の読み取りが無い場合はP波の到達の1秒前から40秒間の波形について相関係数を計算した。陸域に囲まれた領域も含めて、震央距離100 km以内の3観測点以上で0.95以上の相関係数を持つ波形が観測された地震の組み合わせを相似地震として抽出した（Matsubara et al. 2005）。

3. 結果

3,525個の地震からなる1,072グループの小繰り返し地震の組み合わせが得られた。その中から2年以上継続している小繰り返し地震は3,489個の地震からなる1,059グループであった。深さ15～25 kmのフィリピン海プレート上面境界で発生していると考えられる低角逆断層型の小繰り返し地震は藤枝市付近や森町付近および山梨県南部で発生していた。このうち、森町付近の発震機構解はトラフから離れているが深さ17 km付近でありプレート境界とした場合の沈み込む方向が西南西の低角逆断層であることから、この小繰り返し地震はプレート境界ではなく内陸の微小地震と考えられる。

4. 議論

プレート境界付近で発生している小繰り返し地震について、Nadeau and Johnson（1997）の関係式を用いてマグニチュードからすべり速度を推定した。それぞれ藤枝市付近では0.2 cm/年、山梨県南部では1.4 cm/年で

あった。Seno (1993) によればこの領域のすべり速度は4.0 cm/年であるが、小繰り返し地震から推定されるすべり速度は大幅に下回っていることが分かった。

Igarashi, T., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, 2003, Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 108(B5), 2249, doi:10.1029/2002JB001920.

Matsubara, M., Y. Yagi and K. Obara, 2005, Plate boundary slip associated with the 2003 Off-Tokachi earthquake based on small repeating earthquake data, *Geophysical Research Letters*, 32, L08316, doi:10.1029/2004GL022310.

Nadeau, R. M., and L. R. Johnson, 1998, Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 790-814.

Seno, T., 1993, A Model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, 98, 17,941-17,948.

Uchida, N., T. Matsuzawa, T. Igarashi, and A. Hasegawa, 2003, Interplate quasi-static slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 1801, doi:10.1029/2003GL017452.

Spatio-temporal distributions and activities of deep low-frequency earthquakes in volcanic regions all over Japan

*Ryo Kurihara¹, Kazushige Obara¹, Akiko Takeo¹, Yusaku Tanaka¹

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

火山性の深部低周波地震は、同規模の通常の地震に比べて卓越周波数が低いという特徴を有し、気象庁のカタログによると主に火山地域の深さ10–50 kmで発生する。その多くは震源深さ分布の中央値が約20–30 kmになる（小菅・他, 2017）ため、モホ面との関係が指摘されている。しかし、岩手山では深さ10 km付近と35 km付近での2つの深さで集中して発生している（Nakamichi et al., 2003）など、深さ分布には火山毎に違いがある。地下の地震波速度との比較研究では、低速度域の内部またはその周辺に深部低周波地震の震源が分布することから、火山性流体の移動が深部低周波地震の発生に関与していると考えられている（e.g. Hasegawa et al., 2005）。本研究では、深部低周波地震の深さ分布をより正確に求め、その発生メカニズムに関わる構造を把握するためにNetwork Correlation Coefficient法（Ohta and Ide, 2011）による震源の再決定を行った。また、気象庁のカタログ中の深部低周波地震をテンプレートとして、マッチドフィルタ法（Gibbons and Ringdal, 2006）を用いて連続データから2004年4月から2018年12月の期間で深部低周波地震の検出を行い、全国52地域を対象に防災科研Hi-netの観測点を使用してカタログを作成した。カタログの完成後には、波形相関や各テンプレートにマッチした深部低周波地震の時間集中度を用いて、カタログ中の深部低周波地震の分類を行った。

震源再決定の結果、深部低周波地震の震源は今まで広範囲に分布していた地域でも狭く限られた範囲に集中し、また、ほとんどの地域において複数の点状の小さな震源域に分かれることがわかった。山形県肘折では鉛直方向に約5 km間隔で4つの点状の震源に分かれる。また、この震源の違いは深部低周波地震の波形相関等による分類の結果とほぼ対応する。そのため、深部低周波地震の震源は孤立的に複数存在し、一箇所の震源では同じようなメカニズムの深部低周波地震が繰り返し発生していると考えられる。

次に、波形相関によって分類されたグループ毎に深部低周波地震の活動の時間変化を作成したカタログを用いて解析した。その結果、深部低周波地震の活動は同一地域内でもグループ毎に大きく異なることがわかった。肘折では深部低周波地震が解析期間中に概ね定常的なレートで発生するグループと、群発的な活動が数年単位で発生するグループが存在する。雌阿寒岳や霧島山、桜島では定常的に発生する深部低周波地震の他に、地殻変動（国土地理院, 2019）や噴火活動と対応の良いグループの深部低周波地震も発見された。この結果は、地表火山へのマグマ供給に伴う地下深部の流体が深部低周波地震の震源域の一部のみを通過するような流路で上昇してきていることを示唆する。

Low-frequency aftershocks of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake revisited

*Masahiro Kosuga¹

1. Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

はじめに

東北日本の地殻深部及びマントル最上部では低周波地震が発生しているが、最近の高密度地震観測により、地殻浅部においても低周波地震が発生していることが明らかになってきた〔野口・他(2018), 小菅・他(2019)〕。地殻浅部低周波地震の発生メカニズムの解明は、同じ深さ範囲で発生する通常の地震の発生メカニズムの解明と不可分であることから、地殻浅部低周波地震の発生状況を知ることは重要である。一方、内陸地殻内で発生した2008年岩手・宮城内陸地震の余震中に低周波地震が含まれていることが報告されている〔防災科学技術研究所(2009), 気象庁・気象研(2009)〕。小菅・他(2010)はその系統的な調査を実施したが、今回はFrequency Index (以下, FI値と称する)を用いて低周波地震の検出と震源の時空間分布についての再検討を行なったので、その結果を報告する。

方法とデータ

FI値は、高周波帯域と低周波帯域のスペクトル振幅比の常用対数として定義され、低周波が卓越すると絶対値の大きい負の値を取る。今回の解析にはS波を用い、高周波帯域は10–20 Hz, 低周波帯域は2–4 Hzとした。観測波形と検測値は、2008年岩手・宮城内陸地震合同余震観測グループによるものを用いた。なお、特定の周波数が卓越したり高周波のノイズが多い観測点は除き、S波とノイズのスペクトル振幅比がしきい値を下回る場合にはFI値を求めている。

FI値の分布とその要因

FI値のヒストグラムは、モードが–0.2程度の正規分布に近い形を示すが、マイナス側のテールが長く、これが低周波の余震を表している。FI値は低周波の度合いを連続量で表現できることが利点である。FI値とマグニチュードの間には弱い負の相関があるが、余震の大部分を占めるマグニチュード2.5未満の地震では依存性が弱い。

マグニチュード2.5未満の地震についてFI値の空間分布を見ると、低周波の余震は空間的にまとまった分布を示すことがわかる。それらは、(1) 本震の震源とその北西部、(2) 余震域の北東端、(3) 北側余震域から西側に離れた小クラスター、(4) 栗駒山の南5–10 kmの領域、および(5) 余震域南端部（鳴子火山の北北東）である。これらは、実体波とコーダ波の卓越周波数を用いて低周波地震を検出した小菅・他(2010)の結果と概ね調和的であるが、(1)(4)についてはより明瞭な分布を得た。

低周波地震発生域の中で、(4)(5)はカルデラ領域とよく対応する。これらの領域では相対的高温領域で低応力降下量の地震が発生していると解釈できる。一方、低周波地震は余震域北側にも広く分布する。これらの領域では高周波の余震と隣接しながら棲み分けて分布する。この棲み分けは温度・圧力の空間分布からでは説明することはできない。(1)と(2)の領域は本震の震源域と余効すべり域に対応することから、流体の寄与による低応力降下の断層すべりを反映したものかもしれない。今後は、他の観測結果との比較検討を進め、低周波余震の発生メカニズムの解明を進めたい。

謝辞：本研究では，2008年岩手・宮城内陸地震合同余震観測および防災科学技術研究所Hi-netの観測波形を使用しました．

Migration of microseismicity and subsequent aseismic adiabatic expansion after the termination of injection in Okuaizu Geothermal Field

*Kyosuke Okamoto¹, Li Yi², Hiroshi Asanuma¹, Takashi Okabe³, Yasuyuki Abe⁴, Masatoshi Tsuzuki⁵

1. AIST, 2. Osaka University, 3. GERD, 4. OAG, 5. JOGMEC

奥会津地熱地域では蒸気生産量の安定化を図るために、2015年度に涵養注水試験が行われた（1回目：2015年6月-8月，2回目：11月-12月）。本涵養注水の際に、当該地域に設置した9点（地表5点，坑内4点）の微小地震計で観測された微小地震記録を利用して、「涵養注水前」，「第一回涵養注水中」，「第一回涵養注水後」，「第二回涵養注水前」，「第二回涵養注水後」の期間に分けて，流体挙動把握を試みたので報告する。

微小地震のイベント決定に際して，1,000Hzサンプリングで収録されたデータに対して，P波，S波の目視読み取りを行った。更に，決定された微小地震群に対して，波形相関を利用した震源クラスタ解析を適用することで，より高分解能な微小地震分布を求めた。更に，蒸気が卓越している地熱貯留層岩石孔隙内が，涵養注水に伴い液相で置換され弾性波速度が急変し得ることに着目し，散乱波解析によりその推定を試みた。本解析により，涵養水の到達・未到達を時空間で判断することを目指す。以上の解析を通して，以下のことを明らかとした。

- ・涵養注水中に一定して表れる微小地震群（Mqs1, Mqs2）を特定した。これらが涵養水の流動方向を示している可能性を明らかとした。
- ・第一回涵養注水後に新たに生じる微小地震群(Mqs3)を特定した。この微小地震群は間隙圧力の伝播によって生じている可能性を明らかとした。
- ・第二回涵養注水後には，新たな微小地震群は発生しないことを特定した。同時に，涵養井周辺とMqs3により生成された領域間で，断熱膨張と水の凝縮の繰り返しが生じている可能性を見出した。

以上のことより，高分解能な微小地震観測を行うことで，涵養注水に伴う地下流動を予測できることが分かった。

本研究はJOGMECの地熱発電技術に関する委託研究「地熱貯留層評価・管理技術」の一環として行われた。ここに記して感謝の意を表します。

Room B | General session | S09. Statistical seismology and underlying physical processes

[S09]PM-3

chairperson: Takane Hori(JAMSTEC), Hisahiko Kubo(NIED)

Mon. Sep 16, 2019 4:00 PM - 5:15 PM ROOM B (Symposium Hall, International Science Innovation Building)

[S09-14] A mechanical model of regular and slow earthquakes

*Takane Hori¹ (1. JAMSTEC)

4:00 PM - 4:15 PM

[S09-15] Patch distributions of tremors and growth process of ETS.

*Keita Nakamoto¹, Yoshihiro Hiramatsu¹, Takahiko Uchide², Kazutoshi Imanishi² (1. Univ. of Kanazawa, 2. AIST)

4:15 PM - 4:30 PM

[S09-16] Spatial properties of slow earthquake activity and its geophysical and geological environment

*Kazushige Obara¹ (1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

4:30 PM - 4:45 PM

[S09-17] Spatial relationship between rupture area of two large inter-plate aftershocks of the 2011 Tohoku earthquake and slow-earthquake activity

*Hisahiko Kubo¹, Tomoaki Nishikawa² (1. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

4:45 PM - 5:00 PM

[S09-18] Spatial distribution of b-values related to slow earthquakes in the area encompassing the Kii-Peninsula and Hyuga-nada regions, Japan

*Keita Chiba¹ (1. Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University)

5:00 PM - 5:15 PM

A mechanical model of regular and slow earthquakes

*Takane Hori¹

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方だけでなく、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。

Patch distributions of tremors and growth process of ETS.

*Keita Nakamoto¹, Yoshihiro Hiramatsu¹, Takahiko Uchide², Kazutoshi Imanishi²

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。

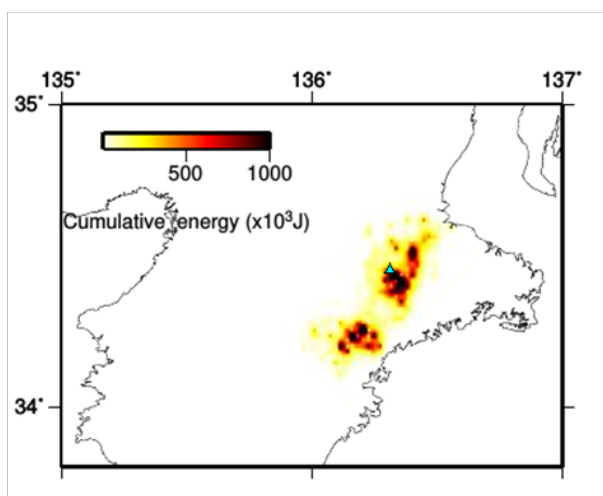


図1: 累積エネルギーの空間分布. 水色の三角形はアレイの位置を示す。

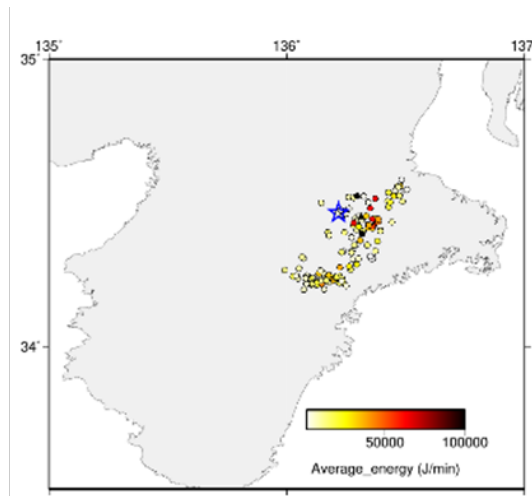


図3: 震源群の重心を平均地震波エネルギーで色付けした図. 青色の星印はETSの開始点を示す

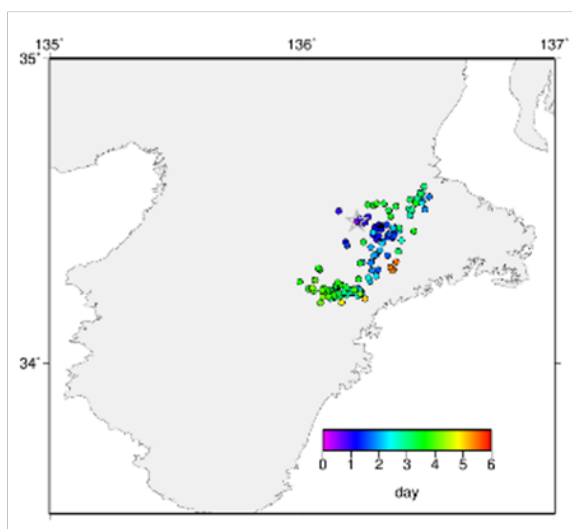


図2: 震源群の重心の移動例. 灰色の星印はETSの開始点を示す。

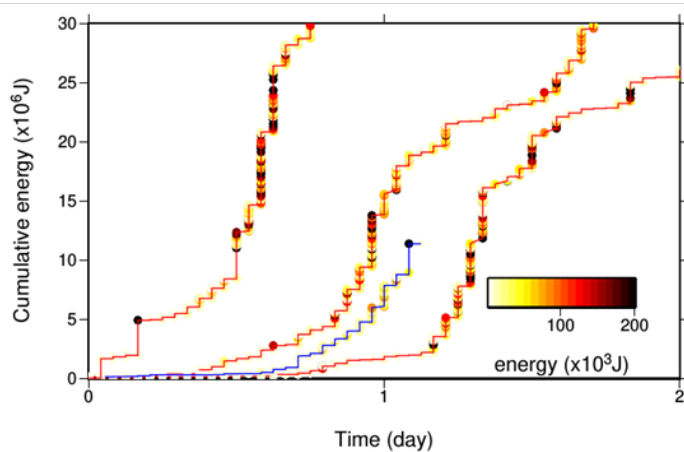


図4: 類似した開始点を持つETSの累積エネルギーの時間変化

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

*Kazushige Obara¹

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Ujiie 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な地震観測アレイを用いたレシーバ関数解析から、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。

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

*Hisahiko Kubo¹, Tomoaki Nishikawa²

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年岩手県沖地震（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)。

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

*Keita Chiba¹

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。